

Pétrologie et géochimie des granitoïdes calco-alkalins de Zaër (Maroc central) : modèle pétrogénétique

Jamila HAÏMEUR¹, Iz-Eddine EL AMRANI EL HASSANI² & Abdelkader CHABANE¹

1. Université Ibn Toufâil, Faculté des Sciences, Département de Géologie, B.P. 133, Bir-Errami, Kénitra, e-mail : j_haimeur@yahoo.fr

2. Université Mohammed V-Agdal, Institut Scientifique, Département de Géologie, Avenue Ibn Batouta, B.P. 703 Agdal, Rabat. e-mail : elamrani@israbat.ac.ma

Résumé. Le pluton hercynien de Zaër est composé de deux unités granitiques, une unité interne et une unité externe. La première, intrusive dans la seconde, correspond à un leucogranite à deux micas, homogène et dépourvu d'enclaves. L'unité externe est formée de granitoïdes à biotite seule et présente un caractère hétérogène avec une importante richesse en enclaves. Deux faciès y sont distingués : un faciès SW, correspondant à une granodiorite-tonalite, fortement hybride et à grands xénolites peu évolués et grosses enclaves microgrenues mafiques (EMM) assez bien conservées ; et un faciès NE, correspondant à un monzogranite-granodiorite, plus différencié, assez homogène et à nombreux petits xénolites et EMM très évoluées. Par l'ensemble de ses caractères pétrographiques, minéralogiques et géochimiques, le pluton composite de Zaër affiche une nature calco-alkaline moyennement à fortement potassique. Sa genèse s'avère assez complexe et difficile à concevoir selon le modèle classique de type AFC (*Assimilation–Fractional Crystallization*). Celui de type MASH (*Melting–Assimilation–Storage–Homogenization*) apparaît nettement plus approprié. Selon ce modèle, des magmas mantelliques basiques de type HAB (*Hyper Aluminous Basalt*), plus ou moins différenciés, induisent la fusion de la base de la croûte et se mélangent, en proportions variables, avec des liquides anatectiques crustaux pour donner des magmas hybrides. Ceux-ci seraient drainés vers la surface le long de la faille profonde de Demrane–Chbeïka. Leur mise en place se serait effectuée par injections successives en trois stades : (1) une injection précoce de magma fortement hybride donne la granodiorite-tonalite du SW, assez faiblement homogénéisée et à faible taux d'échange avec ses grandes enclaves ; (2) une injection, légèrement plus tardive, de magma relativement plus différencié, donne le monzogranite-granodiorite NE, assez homogénéisé et présentant de fréquents échanges mécaniques et chimiques avec ses nombreuses petites enclaves ; et (3) une injection tardive, après un long stockage et un important brassage magmatique, ayant permis un mélange complet (mixing) des deux composants acide et basique, donne le leucogranite à deux micas, très différencié et parfaitement homogène.

Mots clés : Maroc central, Zaër, granitoïde, xénolite, enclave microgrenue mafique (EMM), pétrologie, géochimie, pétrogénèse.

Petrology and geochemistry of the Zaër calc-alkaline granitoids (central Morocco): petrogenetic model.

Abstract. The Zaër Hercynian pluton is composed of two granitic units: an internal unit and an external unit. The first, intrusive in the second, corresponds to a 2-micas homogeneous leucogranite free of enclaves. The external unit is made of a biotite granitoid and presents a heterogeneous character with a significant richness in enclaves. Two facies are distinguished: a SW facies, corresponding to a granodiorite-tonalite, which is strongly hybrid, with large and preserved xenoliths and mafic microgranular enclaves (MME); and a NE facies, corresponding to a monzogranite-granodiorite, which is more differentiated, quite homogeneous and with many small and evolved xenoliths and MME. By its overall petrographical, mineralogical and geochemical characters, the Zaër composite pluton shows a calc-alkaline moderately to strongly potassic character. Its genesis appears to be rather complex and difficult to explain according to the usual AFC (*Assimilation Fractional Crystallization*) model. The MASH (*Melting Assimilation Storage Homogenization*) model appears then more appropriate. According to this model, more or less differentiated mantle-derived basic magmas (HAB type : *Hyper Aluminous Basalt*), induce partial melting of the base of the crust and mix, in variable proportions, with anatectic crustal liquids to provide hybrid magmas. These would have been drained towards the surface along the Demrane–Chbeïka deep-seated fault. Their emplacement would have occurred by successive injections in three stages: (1) early injection of strongly hybrid magma which provides the granodiorite-tonalite of the SW, slightly homogenized and with a small exchange ratio with its large enclaves; (2) slightly later injection of relatively more differentiated magma, which provides the monzogranite-granodiorite, quite homogenized and showing frequent mechanical and chemical exchanges with its numerous small enclaves; and (3) very late injection, after a long storage and a significant magmatic mixing, leading to a mixing of the two acid and basic components, to give the leucogranite, which is very differentiated and perfectly homogeneous.

Key words: Central Morocco, Zaër, granitoid, xenolith, mafic microgranular enclave (MME), petrology, geochemistry, petrogenesis.

INTRODUCTION

Les granitoïdes calco-alkalins comptent parmi les constituants les plus abondants de la croûte continentale terrestre (Clarke 1992). Aussi, une attention particulière a été portée à leur étude durant ces dernières décennies, dans le but de comprendre leurs conditions de genèse et de mise en place et leur rôle dans l'évolution et la différenciation de la croûte continentale.

Ces granitoïdes se caractérisent par une association étroite de roches de compositions pétrographiques et géochimiques très contrastées, allant généralement des diorites-tonalites aux leucogranites. Certaines de ces roches montrent des aspects hybrides avec une richesse variable en enclaves. Leur signatures isotopiques sont souvent intermédiaires

entre celles des matériaux crustaux et mantelliques. L'ensemble de ces caractères atteste de leur origine mixte et de la participation à leur genèse de magmas mantelliques basiques (par ex. Pin *et al.* 1990, Didier & Barbarin 1991, Donaire *et al.* 1999, Roberts *et al.* 2000).

De nombreuses études ont été consacrées à la genèse de ces granitoïdes calco-alkalins (par ex. Taylor 1976, White & Chappell 1977, Sawka *et al.* 1990, Tepper *et al.* 1993). Différents modèles pétrogénétiques ont été proposés, parmi lesquels celui de type "AFC" (*Assimilation–Fractional Crystallization*), développé par De Paolo (1981), qui a été assez largement admis pour expliquer la genèse d'un grand nombre de plutons calco-alkalins à travers le monde (par ex. Liankun & Kuirong 1989, Cocirta *et al.* 1989, Zorpi *et al.*

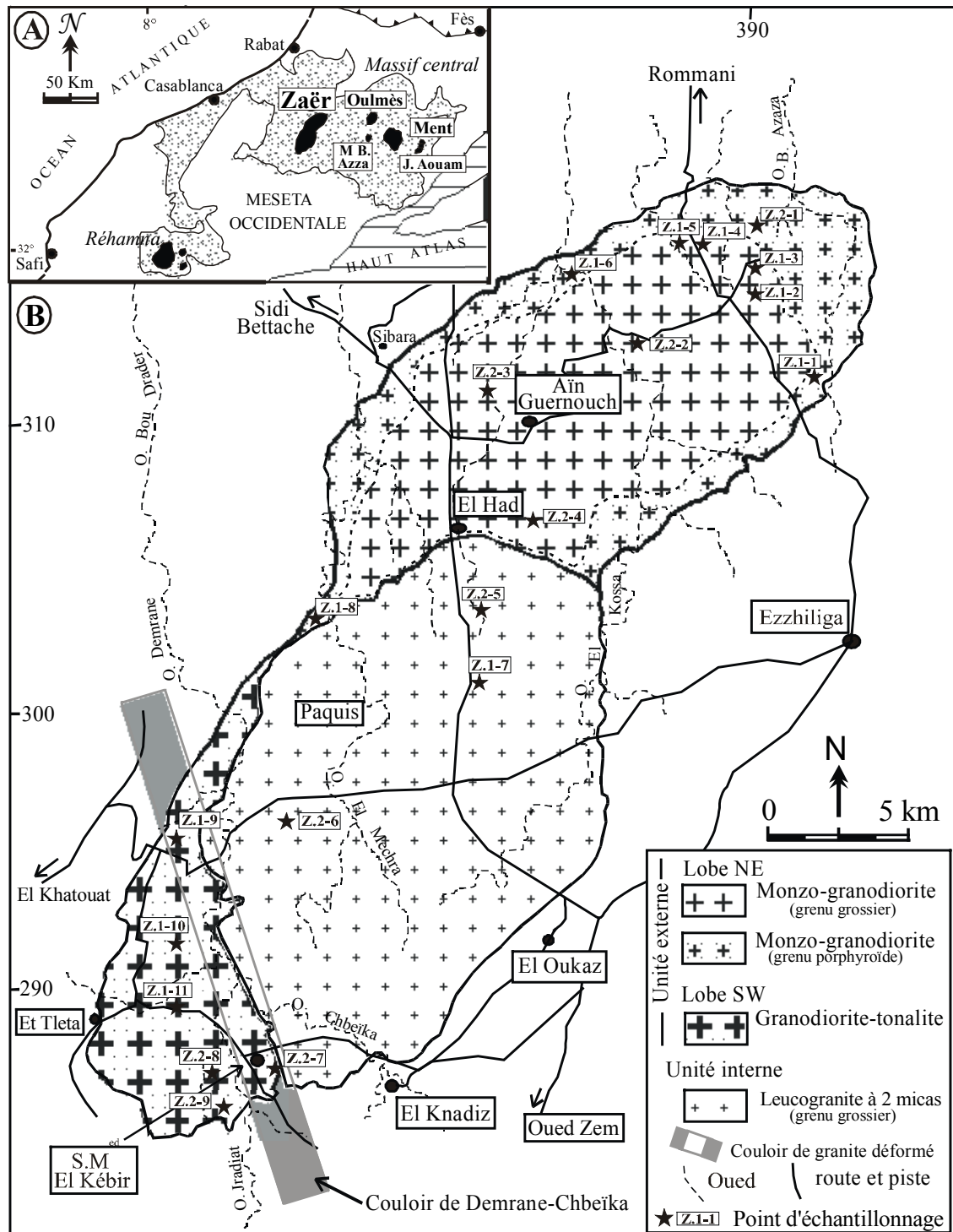


Figure 1. Cartes de localisation du pluton de Zaër dans le Maroc central (A) et de répartition de ses faciès granitiques (B). D'après Mahmood (1980), modifiée.

1989, Lorenc 1990, Fourcade & Javoy 1991, Poli & Tommasini 1991, 1999, Roberts & Clemens, 1995). Le modèle "MASH" (*Melting-Assimilation-Storage-Homogenization*), proposé par Hildreth & Moorbath (1988), s'est avéré encore plus réaliste du fait de l'implication simultanée de divers processus : la fusion partielle, les mélanges magmatiques acide-basique, la cristallisation fractionnée, l'assimilation crustale ainsi que des processus post-mélange de stockage et d'homogénéisation pétrographique, chimique et isotopique. Ce deuxième modèle a permis d'expliquer d'une manière

satisfaisante la genèse et l'évolution de nombreux granites calco-alcalins (par ex. Bouchet 1992, Donaire *et al.* 1999, Roberts *et al.* 2000).

Le présent travail porte sur le pluton granitique calco-alcalin de Zaër, considéré comme l'un des plus importants granitoïdes de la chaîne hercynienne du Maroc. Le choix de ce pluton repose sur sa grande superficie (450 km²), les bonnes conditions d'affleurement, ses faciès assez diversifiés et son cortège d'enclaves riche et varié. Les travaux antérieurs (Mahmood 1980, Giuliani 1982, Mrini

1985, Rosé 1987 et Giuliani *et al.* 1989) ont permis de dégager les grandes caractéristiques pétrographiques, géochimiques et isotopiques du pluton ; cependant, de nombreuses lacunes subsistent sur la connaissance approfondie de sa pétrologie et de sa géochimie. Par conséquent, de grandes questions restent encore posées sur sa pétrogenèse.

Aussi, l'objectif de ce travail est de combler ces lacunes par une étude plus détaillée. Pour cela, de nouvelles observations et analyses chimiques complètes (éléments majeurs, en traces et Terres Rares) ont été réalisées sur les principaux faciès granitiques ainsi que sur les différentes variétés d'enclaves microgrenues mafiques (EMM). L'interprétation des données a été faite à la lumière d'une bibliographie abondante et récente sur les granites calco-alcalins (références citées ci-dessus). Un modèle pétrogénétique sera proposé.

Les résultats de cette étude aideront à bien comprendre la genèse et la répartition des autres granitoïdes hercyniens du Maroc central, auxquels appartient le pluton de Zaër. A une plus grande échelle, ils permettront d'effectuer des comparaisons avec d'autres granitoïdes équivalents, appartenant à différentes régions du monde, et contribueront à l'avancement de l'état des connaissances sur la pétrogenèse des granitoïdes calco-alcalins *sensu lato*.

CADRE GEOLOGIQUE

Le pluton granitique hercynien de Zaër affleure dans la partie nord-occidentale du Maroc central (Fig. 1). Il se présente sous forme d'une ellipse, d'environ 40 km de grand axe sur 15 à 20 km de large, orientée NE-SW, parallèlement aux structures hercyniennes majeures. A l'échelle cartographique, il apparaît en pluton circonscrit, à caractère nettement intrusif dans des terrains anchi- à épimétamorphiques composés de schistes ordoviciens à l'est et de schistes et calcaires dévoniens à l'ouest (Michard 1976, Piqué 1994). Ces terrains montrent, autour du pluton granitique, une auréole de métamorphisme de contact de 1 à 3 km de large (Mahmood 1980, Cailleux 1985).

Les données stratigraphiques et tectoniques sur l'encaissant granitique ainsi que les âges radiométriques de 303 à 280 Ma (Mrini *et al.* 1992) situent la mise en place de l'ensemble du pluton de Zaër entre le Westphalo-Stéphanien et le Permien inférieur.

PETROGRAPHIE ET MINERALOGIE

L'étude menée récemment sur le pluton de Zaër par Haïmeur *et al.* (2003) a permis d'apporter des données pétrographiques et minéralogiques nouvelles sur les principaux faciès granitiques et les différents types d'enclaves ainsi que sur les interactions entre les granitoïdes et leurs enclaves.

Les faciès granitiques

Le pluton granitique de Zaër est composé de deux unités pétrographiques imbriquées (Fig. 1) : une unité interne leucogranitique à deux micas ; et une unité externe grano-

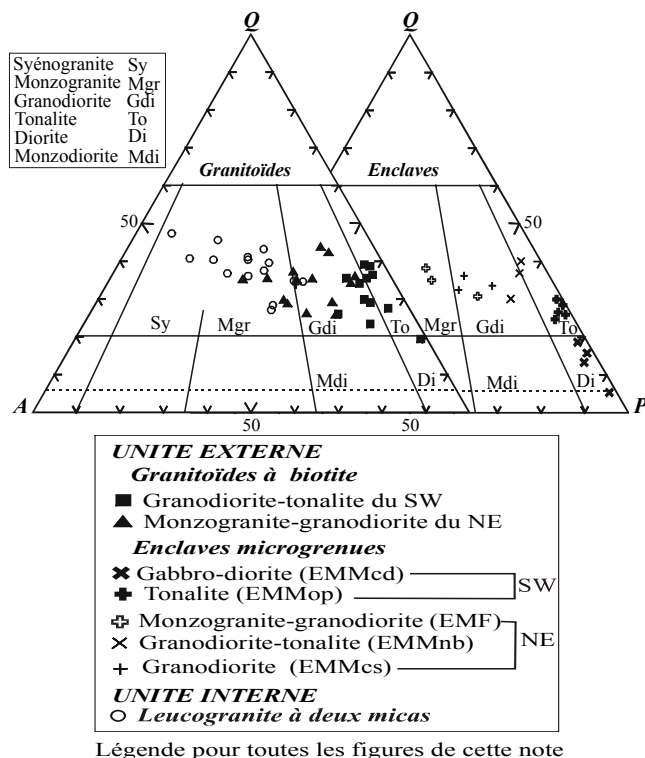


Figure 2. Granitoïdes et enclaves microgrenues de Zaër dans le diagramme QAP de Streckeisen (1976).

dioritique à biotite seule (Mahmood 1980, 1986, Giuliani 1982). Cette dernière unité est subdivisée en deux faciès (Haïmeur *et al.* 2003) : un faciès SW, fortement hybride et riche en grandes enclaves de nature diverse ; et un faciès NE, nettement plus homogène et à enclaves relativement plus petites. L'affleurement des deux lobes granitiques SW et NE à une même altitude (≈ 650 m) exclut que la différence pétrographique entre les deux faciès soit liée à des niveaux topographiques d'observation.

Les granitoïdes à biotite

Le faciès SW se compose d'une granodiorite-tonalite (Fig. 2), gris noir, à texture grenue porphyroïde, d'aspect assez hybride et qui renferme de nombreux xénolites et EMM de taille métrique. Le long du couloir de Demrane-Chbeïka (Fig. 1) le granite montre : une plus forte hétérogénéité pétrographique avec des zones fortement enrichies en plagioclases ou en biotites ; une pétrofabrique magmatique fruste sur laquelle se superpose une déformation ductile ; et une grande concentration en xénolites et grosses EMM déformées, orientées et dont les grands axes sont parfois redressés à la verticale. Cela permet d'envisager que le couloir de Demrane-Chbeïka serait une zone d'alimentation magmatique. Ainsi admettons-nous que la faille de Demrane-Chbeïka constituait la voie d'accès du magma granitique de Zaër et qu'elle a dû fonctionner pendant et même après la mise en place et le refroidissement du pluton (Haïmeur *et al.* 2002, 2003).

Le faciès NE se compose de monzogranite-granodiorite (Fig. 2) de teinte gris clair à tendance bleutée et d'aspect nettement plus homogène. Sa texture grenue grossière au cœur du pluton devient progressivement grenue

porphyroïde en s'approchant des bordures. Les enclaves y sont relativement moins abondantes et de plus petite taille par rapport à celles du faciès SW.

Les deux faciès SW et NE montrent la même paragenèse minérale à biotite seule avec des variations minéralogiques significatives.

– *La biotite*, de nature ferrifère, montre une différenciation nette entre le faciès SW (XFe = 0,53 ; Al₂O₃ = 15,08) et NE (XFe = 0,58 ; Al₂O₃ = 17,42) et s'apparente par ses teneurs en aluminium et en magnésium (8,20 < MgO % < 14,46) aux biotites des granitoïdes calco-alcalins (Nachit *et al.* 1985, Abdel-Rahman 1994).

– *Le plagioclase* présente une composition d'oligoclase-andésine (< An42) et montre parallèlement à son zonage optique des variations chimiques oscillatoires, typiques des plagioclases évoluant en contexte de mélanges magmatiques acide-basique (Nixon & Pearce 1987, Barbarin 1990).

– *La cordiérite*, très rare, se présente en deux générations : une cordiérite en prismes, légèrement pinitisée, à chimisme ferro-sodique (XFe = 0,60 ; Na₂O = 1,5 %) et qui serait d'origine magmatique ; et une cordiérite en plages xénomorphes, totalement pinitisée, parsemée de grains minuscules de spinelle vert et qui serait d'origine résiduelle.

Le leucogranite à deux micas

Le leucogranite forme une intrusion de forme elliptique qui recoupe les deux faciès de l'unité externe (Fig. 1). La roche est leucocrate, gris argenté, à texture grenue isogranulaire et correspond à un monzogranite-syénogranite (Fig. 2). Le cœur de l'intrusion présente un grain grossier, une parfaite homogénéité pétrographique et une intense arénisation. Vers les bordures, la roche acquiert un grain plus fin et une forte schistosité parallèle au contact. Le leucogranite est dépourvu d'enclaves et montre une paragenèse minérale à deux micas.

– *La biotite* est souvent chloritisée et présente un chimisme ferro-alumineux (XFe = 0,87 ; Al₂O₃ = 20,81). Sa typologie affiche une affinité avec les biotites des granites peralumineux (Nachit *et al.* 1985, Abdel-Rahman 1994).

– *La muscovite* montre deux générations : une muscovite primaire en grandes paillettes bien agencées entre les autres minéraux ; et une muscovite secondaire déchiquetée, se développant aux dépens de la biotite et du feldspath-k. Sur le plan chimique, les deux générations montrent la même composition (paragonite = céladonite = 5 à 10 %). La présence de la muscovite primaire indiquerait le caractère nettement plus froid et humide du magma leucogranitique (Pichavant & Stussi 1986) par rapport au magma des granitoïdes à biotites, dont la présence de la cordiérite magmatique indiquerait un caractère relativement plus chaud et sec (Georget 1986).

– *Le plagioclase*, subautomorphe et à zonage très discret, présente la composition d'albite-oligoclase et serait de cristallisation assez précoce.

Le cortège d'enclaves

Le cortège d'enclaves des granitoïdes externes de Zaër est le plus riche et le plus varié de ceux des granitoïdes du

Maroc central. Différents types et variétés d'enclaves ont été distingués (Haïmeur *et al.* 2001, 2003) : des xénolites, des xénocristaux, des enclaves surmicacées, des schlierens, des enclaves microgrenues felsiques (EMF) et mafiques (EMM). L'analyse détaillée de ce cortège a révélé l'existence de variations notables entre les enclaves des faciès granitiques SW et NE. Parmi ces enclaves, les xénolites et les EMM présentent un grand intérêt pétrologique par les informations qu'ils fournissent sur les conditions de genèse du magma granitique hôte.

Les xénolites

Deux variétés de xénolites ont été distinguées selon leur pétrographie et leur minéralogie.

Les xénolites tachetés à andalousite et sillimanite (Xtas) à matrice granoblastique (quartz + muscovite + feldspaths + cordiérite) sur laquelle se détachent des faisceaux lenticulaires de biotite rouge, des paquets de sillimanite fibreuse et des phénoblastes d'andalousite. Les résultats de l'analyse thermo-barométrique menée sur l'association minérale de ces xénolites indiquent des températures de l'ordre de 600 à 650°C et des pressions de 2 à 2,5 kb. Cela amène à considérer que les Xtas seraient des fragments de roches arrachées par le magma granitique à un niveau assez superficiel (< 8 km).

Les xénolites veinés à corindon et spinelle (Xvcs) sont d'aspect corné, à structure uniforme ou rubanée et sont fréquemment parcourus par des veinules quartzo-feldspathiques. Le fond de la roche est composé de biotite, albite, orthose, cordiérite, ainsi que de très rares cristaux de grenat, andalousite, sillimanite et spinelle. Sur ce fond se détachent des cristaux de corindon en îlots très fracturés, blindés de muscovite et contenant des reliques de biotite, de cordiérite et de spinelle. Les Xvcs indiquent des conditions thermodynamiques d'évolution relativement plus élevées (T = 690 et 770°C et P = 4 à 5 kb), ce qui permet d'envisager une origine plus profonde que celle des Xtas (< 16 km). Cependant, ils ne peuvent pas correspondre à des fragments de la zone source (protolithe) du granite car, selon Patino-Douce & Johnston (1991), la formation du magma granitique de type hyperalumineux ne peut être envisagée à moins de 30 km de profondeur. Par ailleurs, la présence dans le granite de minéraux résiduels (cordiérite, corindon et spinelle) qui seraient issus de l'émiettement des Xvcs, apporte la preuve du rôle fondamental joué par la fusion de matériaux métapélitiques dans la genèse du magma granitique.

Les enclaves microgrenues mafiques

Les EMM du faciès SW sont gris sombre, de forme ovoïde à allongée et de taille centimétrique à métrique. Deux variétés ont été distinguées : des enclaves ovoïdes à phénocristaux de feldspaths (EMMop), à texture microdoléritique porphyrique, à biotite et amphibole et de composition tonalitique à granodioritique (Fig. 2) ; et des enclaves à contour denté (EMMcD), à texture microdoléritique, également à biotite et amphiboles et de composition gabbroïque à tonalitique (Fig. 2). A cette deuxième variété appartiendrait la méga-enclave de Sidi Mohamed El Kébir

(EMMsmk), signalée pour la première fois par Mahmood (1980). Les biotites des EMMop sont légèrement moins magnésiennes que celles des EMMcd (respectivement : $X_{Fe} = 0,52$ et $0,46$). Leurs amphiboles sont calci-ferromagnésiennes, de type magnésio-hornblende (Leake 1978) et présentent des variations notables des teneurs en Mg et Al (respectivement : $\#Mg = 0,55$ et $0,67$; $Al_2O_3 = 9,4$ et $7,1$ %). Sur la base du chimisme de ces amphiboles, les équations barométriques de Hammarstrom & Zen (1986) indiquent une évolution des deux EMM sous des pressions différentes : $5,1$ kb (16 km) pour les EMMop, et $3,1$ kb (10 km) pour les EMMcd (Haïmeur *et al.* 2003). Cela implique que les deux variétés d'EMM pourraient correspondre à des témoins de deux stades de mélanges magmatiques acide-basique bien distincts.

Les EMM du faciès NE sont relativement plus claires, de forme arrondie et de taille centimétrique. Deux variétés ont été distinguées : des enclaves à nids biotitiques (EMMnb) reconnaissables par leur richesse en petites concentrations biotitiques qui se seraient développées aux dépens d'anciennes d'amphiboles ; et des enclaves à couronne siliceuse (EMMc) qui se caractérisent par une importante silicification de leur bordure. Les EMM du NE présentent une texture finement grenue et sont à biotite seule, biotite dont la composition est proche de celle du granite-hôte ($X_{Fe} = 0,57$). Leur composition est celle d'une tonalite-granodiorite (Fig. 2). En outre, elles se distinguent de leurs consoeurs du SW par le développement de halos felsiques dans le granite qui les entoure et leur richesse en ocelles de quartz et en xénoctaux d'origine granitique (plagioclase zoné, apatite trapue, zircon...). Ces phénomènes sont assez souvent décrits dans les EMM des granitoïdes calco-alcalins (Didier 1987, Belin 1988, Zorpi *et al.* 1989, Barbarin 1991, Didier & Barbarin 1991, Barbarin & Didier 1992, Bouchet 1992, El Amrani 1994, 1996) et sont interprétés comme des indices pétrographiques d'échanges mécaniques et chimiques entre les EMM et leur matrice granitique. Ces échanges expliqueraient la réduction des contrastes pétrographiques et minéralogiques constatés entre les couples granites-enclaves du NE par rapport aux couples du SW.

GEOCHIMIE

Cette étude est basée sur 52 analyses en roche totale : 32 analyses en éléments majeurs reprises des travaux de Mahmood (1980), Giuliani (1982) et Rosé (1987), et 18 nouvelles analyses complètes (majeurs, traces et Terres Rares) sur nos échantillons (Tabl. I à IV).

Classification et nomenclature

Le diagramme de la classification de Cox *et al.* (1979), adaptée aux roches plutoniques (Fig. 3) par Wilson (1989) révèle au premier abord l'existence d'un contraste chimique important entre les EMM du SW, de nature basique à intermédiaire et l'ensemble des autres EMM et granitoïdes à biotites de nature plutôt intermédiaire à acide, tandis que les leucogranites à deux micas affichent un cachet purement acide. Par ailleurs, la majorité des points se situe dans le champ des roches subalcalines à l'exception des EMM les

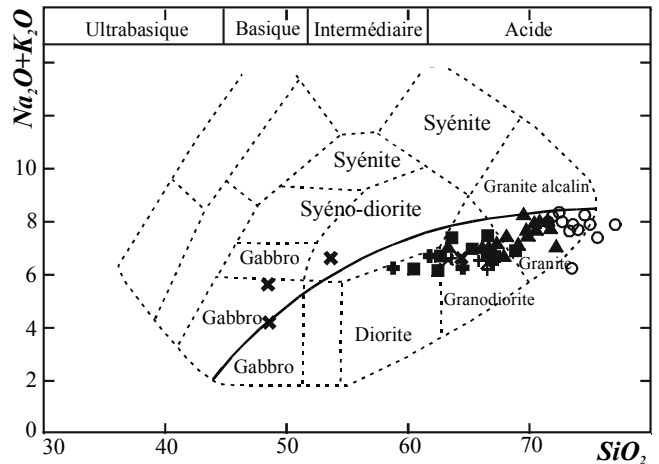


Figure 3. Granitoïdes et enclaves microgrenues de Zaër dans le diagramme alcalins vs silice. D'après Cox *et al.* (1979), adapté aux roches plutoniques par Wilson (1989). La courbe en trait gras limite les champs des roches alcalines et sub-alcalines.

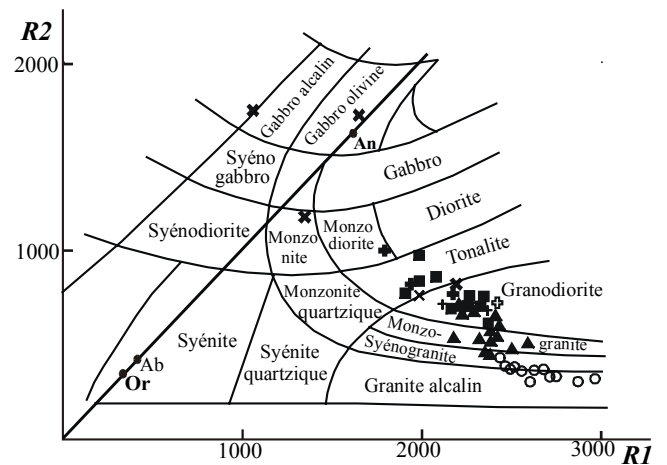


Figure 4. Granitoïdes et enclaves microgrenues de Zaër dans le diagramme R1-R2 de De La Roche *et al.* (1980). $R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$; $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$.

plus basiques qui montrent un glissement vers le domaine des roches alcalines.

L'espace R1-R2 (Fig. 4) de De La Roche *et al.* (1980) montre la grande dispersion des EMM du SW, avec des compositions très contrastées, allant des monzonites-monzodiorites aux gabbros alcalins. Les EMM du NE se situent dans le champ des granodiorites. Les faciès SW et NE correspondent respectivement à des tonalites-granodiorites et granodiorites-monzogranites, alors que les leucogranites s'étalent sur les domaines des syénogranites et des granites alcalins. Cette distribution géochimique justifie le découpage des faciès pétrographiques et concorde avec la nomenclature définie à partir des analyses modales.

Caractérisation géochimique

Le diagramme $Fe_2O_3^*/MgO$ vs SiO_2 (Fig. 5) montre la nature calco-alcaline franche des granitoïdes externes à biotite et de leurs enclaves microgrenues. Par contre, les leucogranites se positionnent à cheval sur les domaines calco-alcalin et tholéiitique. Selon les limites définies par

Tableau I. Analyses chimiques des éléments majeurs, en traces et Terres Rares des granitoïdes et enclaves microgrenues de Zaër.
(Normalisation des terres rares par rapport aux chondrites de Hermann 1987 - voir lieux et conditions d'analyses en annexe I)

Roches	Granitoïdes externes						Gr. internes		EMF	EMM du NE					EMM du SW			
	SW		NE				leucogranite		EMF	EMMcS			EMMbq		EMMop		EMMed	
N° An	Z.1-11a	Z.2-9a	Z.1-3a	Z.1-4a	Z.1-8a	Z.2-2a	Z.1-7	Z.2-5	Z.2-2b	Z.1-4c	Z.1-5c	Z.1-2b	Z.1-4f	Z.1-3d	Z.1-10e	Z.2-8b	Z.1-11b	Z.2-9b
SiO ₂ (%)	62,45	66,60	66,50	69,86	71,74	72,20	73,58	73,50	67,00	65,36	66,81	66,00	63,03	66,50	58,77	64,50	53,63	64,40
TiO ₂	0,76	0,60	0,54	0,35	0,26	0,32	0,09	0,11	0,60	0,65	0,52	0,66	0,77	0,63	1,02	0,78	1,24	0,75
Al ₂ O ₃	16,98	15,58	15,87	15,13	14,54	14,10	14,88	14,78	15,55	16,05	15,65	15,68	16,26	15,66	17,66	15,85	18,15	15,75
Fe ₂ O ₃ *	5,22	4,19	3,95	2,78	2,15	2,38	1,04	1,01	4,54	5,16	4,14	4,99	6,04	4,72	6,60	5,20	7,78	5,46
MnO	0,06	0,07	0,05	0,05	0,04	0,05	0,03	0,05	0,08	0,09	0,07	0,09	0,10	0,09	0,08	0,08	0,10	0,09
MgO	2,51	1,85	1,69	1,11	0,59	0,90	0,20	0,22	1,79	1,91	1,79	1,81	2,62	1,81	2,95	2,37	4,71	2,67
CaO	3,75	3,00	2,95	2,00	1,46	1,70	0,58	0,55	3,07	2,85	2,68	2,83	2,92	2,82	4,73	3,31	5,50	3,55
Na ₂ O	3,92	3,67	3,90	3,78	3,44	3,63	3,32	3,05	4,18	4,53	3,82	4,35	4,02	4,29	3,91	4,00	3,77	3,97
K ₂ O	2,33	3,00	3,12	3,65	4,27	3,70	4,58	5,27	1,86	2,10	2,63	2,07	2,65	2,18	2,35	2,32	2,86	2,30
P ₂ O ₅	0,25	0,18	0,17	0,13	0,18	0,13	0,21	0,21	0,20	0,23	0,17	0,21	0,25	0,20	0,30	0,24	0,39	0,23
P.F.	1,43	0,98	0,91	1,02	1,10	0,58	1,34	1,27	0,64	0,96	1,51	0,86	1,11	0,74	0,99	0,98	1,45	0,68
Total	99,66	99,72	99,65	99,86	99,77	99,69	99,85	100,02	99,51	99,89	99,79	99,55	99,77	99,64	99,36	99,63	99,58	99,85
A/CNK	1,08	1,06	1,05	1,10	1,12	1,08	1,30	1,26	1,07	1,08	1,12	1,08	1,10	1,08	1,01	1,05	0,94	1,02
Rb (ppm)	98,31	108	107,7	140	290,3	134,5	433	450	143	173,3	129	155	213,8	147	81,93	116	89,52	113
Ba	760	740	688	587	404	585	78	75	222	207	272	208	215	247	746	507	783	440
Sr	517	406	356	266	123	237	28,4	30	245	163	291	193	189	237	560	364	812	343
V	73	61	49,9	32,7	19,3	30	3,36	4	64	68	50,9	70	81,7	65	104	80	128	80
Cr	54,9	41	41,4	25	13,4	18	3,64	3	46	45,5	38,7	42	69,8	40	45,9	52	132	66
Ni	31,6	30	22,8	12,3	3,62	18	1,22	3	26	29,7	21,8	33	39,1	30	27,5	40	75,1	52
Zr	247	82	215	139	141	65	50,8	44	147	182	189	95	230	148	253	98	240	60
Nb	10,2	10,3	10,01	10,69	9,28	10,6	10,31	11,7	12,5	18,38	11,19	16,6	15,36	15,5	8,91	11,4	11,22	11,1
Y	11,2	20,5	22,1	20,7	14,7	18	9,84	8	22	23,0	20,9	18	24,1	22,5	22	22	23,8	27
Th	6,88	13,3	11,06	10,21	11,97	8,8	6,84	4,3	6,6	8,03	9,56	4,0	9,37	5,8	4,56	4,6	2,64	8,4
Hf	5,24	nd	4,85	3,75	3,79	nd	1,84	nd	nd	4,95	4,66	nd	5,85	nd	5,11	nd	5,04	nd
Ta	0,716	nd	1,24	1,57	1,64	nd	3,52	nd	nd	2,09	1,46	nd	1,51	nd	0,84	nd	0,70	nd
La (ppm)	34,06	48	30,15	27,35	27,63	23	11,37	8,5	20	27,73	27,95	15	30,86	17,4	27,97	16	33,24	23
Ce	63,42	92	60,15	54,27	59,36	44,5	23,77	17	41	53,9	55,44	30	62,79	41	58,07	33	70,52	46
Pr	6,78	nd	6,63	5,96	6,65	nd	2,73	nd	nd	6,09	6,13	nd	6,76	nd	6,69	nd	8,08	nd
Nd	25,77	37,5	26	22,74	26,2	20	10,5	8	19	22,87	24,23	15,3	26,16	17,5	28,18	18	33,83	25
Sm	4,1	6,5	4,93	4,52	4,87	3,3	2,71	1,6	4,1	4,83	4,62	3,5	5,54	4,3	5,16	4,2	6,5	5,3
Eu	1,49	1,33	1,15	0,99	0,79	0,88	0,214	0,25	0,81	0,68	0,9	0,67	0,82	0,82	1,59	1,08	1,91	1,09
Gd	2,89	5,2	4,09	3,79	3,28	3,2	2,09	1,7	4,1	4,51	3,85	3,7	4,61	4,1	4,49	4,45	5,94	5,2
Tb	0,358	nd	0,57	0,58	0,46	nd	0,312	nd	nd	0,71	0,59	nd	0,75	nd	0,63	nd	0,79	nd
Dy	1,978	3,65	3,41	3,28	2,356	3,0	1,509	1,2	3,9	3,88	3,37	3,3	4,24	3,9	3,35	4,0	3,99	4,75
Ho	0,408	nd	0,78	0,8	0,516	nd	0,324	nd	nd	0,86	0,76	nd	0,88	nd	0,79	nd	0,87	nd
Er	1,171	2,0	2,09	1,88	1,33	1,6	0,834	0,8	2	2,08	2,04	1,6	2,17	2	2,03	2,0	2,28	2,3
Tm	0,164	nd	0,34	0,26	0,193	nd	0,142	nd	nd	0,33	0,31	nd	0,34	nd	0,33	nd	0,37	nd
Yb	1,013	1,80	2,06	1,77	1,219	1,45	0,814	0,70	1,83	2,05	1,98	1,47	2,18	1,87	2,17	1,80	2,24	2,10
Lu	0,165	nd	0,31	0,29	0,201	nd	0,124	nd	nd	0,34	0,28	nd	0,34	nd	0,34	nd	0,36	nd
Total	143,767	197,98	142,66	128,48	135,055	100,93	57,443	39,75	96,74	130,86	132,45	74,54	148,44	92,89	141,79	84,53	170,92	114,74
(La/Sm) _n	5,19	4,62	3,82	3,78	3,55	4,36	2,62	3,32	3,05	3,59	3,78	2,68	3,48	2,53	3,39	2,38	3,20	2,71
(Gd/Yb) _n	1,75	1,77	1,22	1,31	1,65	1,35	1,57	1,49	1,37	1,35	1,19	1,54	1,30	1,34	1,27	1,52	1,63	1,52
(La/Yb) _n	19,96	15,84	8,69	9,17	13,46	9,42	8,29	7,22	6,49	8,03	8,38	6,06	8,41	5,53	7,65	5,28	8,81	6,50
(Eu/Eu*) _n	1,37	0,74	0,83	0,78	0,62	0,90	0,29	0,51	0,66	0,48	0,69	0,62	0,53	0,65	1,08	0,84	1,01	0,69
Qz (CIPW)	19,66	25,09	23,51	28,33	31,89	32,31	35,79	34,67	26,38	22,67	26,59	24,60	20,05	25,03	13,35	22,40	3,17	21,57
Or	13,77	17,73	18,44	21,57	25,23	21,87	27,07	31,14	10,99	12,41	15,54	12,23	15,66	12,88	13,89	13,71	16,90	13,59
Ab	33,17	31,05	33,00	31,99	29,11	30,72	28,09	25,81	35,37	38,33	32,32	36,81	34,02	36,30	33,09	33,85	31,90	33,59
An	16,97	13,71	13,52	9,07	6,07	7,58	1,51	1,36	15,10	12,64	12,19	12,67	12,85	12,68	21,51	14,85	24,16	16,11
Co	1,79	1,27	1,12	1,64	2,04	1,34	3,91	3,56	1,13	1,69	2,05	1,64	2,07	1,60	0,80	1,32	0,00	0,83

Tableau II. Analyses chimiques et normes CIPW des granitoïdes de Zaër (Mahmood 1980).

Faciès	Granite à biotite du NE					Granite à biotite du SW				Granites à deux micas					
	G18	M281	M267	M266	M332	G75	G85	G86	M329	G44	G49	G58	G73	G81	M336
N° Ech.															
SiO ₂ %	66,70	67,30	68,10	67,80	71,50	63,60	62,70	66,80	66,50	71,90	75,00	74,00	75,60	71,90	73,30
TiO ₂	0,50	0,50	0,50	0,60	0,30	0,80	0,75	0,65	0,70	0,10	0,05	0,15	0,10	0,10	0,05
Al ₂ O ₃	16,50	16,00	16,10	15,60	15,50	17,90	16,70	15,90	16,50	15,30	14,70	14,50	13,70	15,50	14,30
Fe ₂ O ₃	2,11	0,94	0,96	1,42	1,16	1,30	2,28	2,39	1,37	1,13	0,92	0,60	0,83	0,73	0,96
FeO	1,88	2,35	2,20	2,05	0,94	3,33	2,90	1,81	2,82	0,15	0,07	0,36	0,15	0,15	0,22
MnO	0,05	0,06	0,05	0,05	0,04	0,03	0,07	0,06	0,07	0,02	traces	0,03	traces	traces	traces
MgO	1,90	1,70	1,60	1,70	0,80	2,00	2,50	1,90	2,10	0,35	0,21	0,31	0,25	0,25	0,18
CaO	2,60	2,60	2,80	2,40	1,55	3,15	3,60	2,80	3,10	0,65	0,30	0,65	0,35	0,50	0,37
Na ₂ O	3,65	3,90	4,20	3,60	3,70	3,70	3,90	3,90	3,70	3,10	3,10	3,50	2,60	2,75	2,90
K ₂ O	3,25	3,10	3,20	3,10	4,30	3,70	2,80	2,95	3,10	5,10	4,80	4,20	4,80	5,55	4,75
H ₂ O+	1,03	0,42	0,39	1,14	0,58	0,88	1,34	1,19	0,41	1,30	0,99	1,28	1,31	1,45	1,06
H ₂ O-	0,03	0,17	0,10	0,30	0,12	0,17	0,16	0,39	0,12	0,40	0,05	0,09	0,25	0,25	n.d
Total	100,20	99,04	100,20	99,76	100,49	100,56	99,70	100,74	100,49	99,50	100,19	99,67	99,94	99,13	98,09
A/CNK	1,16	1,10	1,04	1,14	1,14	1,13	1,04	1,08	1,09	1,30	1,36	1,26	1,36	1,36	1,35
Rb ppm	109	110	115	120	170	110	105	105	100	729	582	455	300	472	445
Ba	285	495	480	535	400	775	635	495	550	100	100	204	134	335	100
Sr	340	330	340	320	220	520	460	345	405	65	50	75	95	78	20
Li	44	70	70	80	120	95	60	55	70	149	44	167	142	42	165
Qz	24,06	23,36	21,89	26,55	28,85	16,47	16,76	23,54	21,96	32,43	37,64	35,71	40,98	33,22	37,19
Or	19,21	18,32	18,91	18,32	25,41	21,87	16,55	17,43	18,32	30,14	28,37	24,82	28,37	32,80	28,07
Ab	30,89	33,00	35,54	30,46	31,31	31,31	33,00	33,00	31,31	26,23	26,23	29,62	22,00	23,27	24,54
An	12,90	12,90	13,89	11,91	7,69	15,63	17,86	13,89	15,38	3,22	1,49	3,22	1,74	2,48	1,84
Co	2,25	1,50	0,64	1,96	1,94	2,08	0,71	1,20	1,42	3,50	3,86	3,01	3,59	4,06	3,72
Hy	5,98	7,06	6,50	5,93	2,34	8,76	8,63	5,71	8,25	0,87	0,52	0,77	0,62	0,62	0,45
Mt	2,90	1,36	1,39	2,06	1,68	1,88	3,26	3,12	1,99	0,26	0,08	0,82	0,19	0,19	0,56
Ilm	0,95	0,95	0,95	1,14	0,57	1,52	1,42	1,23	1,33	0,19	0,09	0,28	0,19	0,19	0,09

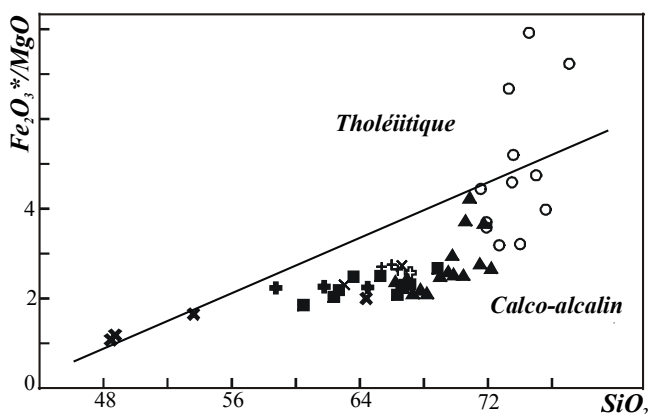


Figure 5. Granitoïdes et enclaves des Zaër dans l'espace Fe₂O₃*/MgO vs SiO₂. D'après Miyashiro (1974), modifié par Gill (1981).

Peccerillo & Taylor (1976) et Le Maitre *et al.* (1989) dans le diagramme K₂O vs SiO₂ (Fig. 6), les granitoïdes à biotite affichent un caractère fortement potassique, alors que leurs enclaves s'avèrent plutôt moyennement potassiques. Quant aux leucogranites, ils apparaissent encore plus potassiques.

Selon leur rapport molaire A/CNK (Fig. 7), largement compris entre 1 et 1,4, les granitoïdes à biotite et leurs

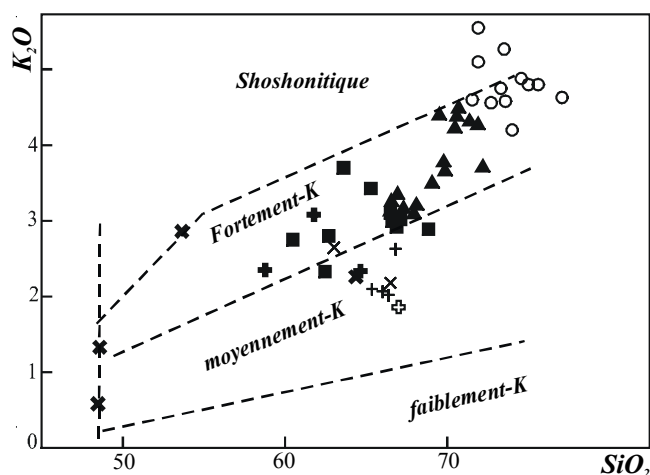


Figure 6. Granitoïdes et enclaves de Zaër dans l'espace K₂O vs SiO₂ (Peccerillo & Taylor 1976, Le Maitre *et al.* 1989).

EMM du NE ainsi que les leucogranites sont de nature hyperalumineuse, au sens de Clarke (1981). Ce caractère se traduit également au niveau de la norme CIPW par la présence de corindon normatif (1,5 à 3 % pour les granites à biotite et 2,3 à 4 % pour les leucogranites). Par contre, les EMM les plus basiques du SW affichent un caractère métallumineux prononcé.

Tableau III. Analyses chimiques et normes CIPW des granitoïdes de Zaër (Giuliani 1982).

Faciès	Gr à Bi du NE		Gr à Bi du SW			Granite à deux micas			EMM SW
	Z119	Z98	Z112	Z95	Z7	Z102	Z122	Z113	Z30
N° Ech.									
SiO ₂ %	70,47	69,07	68,85	60,48	67,13	77,07	74,56	71,54	48,46
TiO ₂	0,40	0,51	0,51	1,13	0,66	0,09	0,13	0,29	1,04
Al ₂ O ₃	15,21	14,98	15,67	17,17	15,62	12,64	14,21	14,96	17,50
Fe ₂ O ₃ *	2,71	3,40	3,58	5,88	4,17	0,94	1,03	1,90	8,68
MnO	0,05	0,06	0,07	0,10	0,07	0,02	0,03	0,05	0,12
MgO	1,09	1,34	1,34	3,17	1,80	0,13	0,13	0,44	8,04
CaO	1,82	2,26	2,24	4,49	2,95	0,46	0,17	1,08	9,36
Na ₂ O	3,52	3,60	4,02	3,47	3,74	3,26	3,37	3,39	5,06
K ₂ O	4,22	3,49	2,89	2,75	3,02	4,63	4,88	4,60	0,58
P ₂ O ₅	Traces	0,49	0,20	0,33	0,16	0,36	0,22	0,24	0,24
P.F.	0,49	0,98	1,07	1,27	0,60	0,61	1,52	0,75	1,76
Total	99,98	100,18	100,44	100,24	99,92	100,21	100,25	99,24	100,84
A/CNK	1,11	1,09	1,13	1,02	1,06	1,13	1,28	1,20	0,67
Rb ppm	166	129	239	82	98	255	370	358	30
Ba	555	700	536	589	633	330	76	442	189
Sr	287	356	286	488	385	130	27	142	670
V	37	71	71	144	84	16	15	45	n.d
Cr	26	36	32	78	43	<10	<10	14	n.d
Ni	<10	13	15	28	30	<10	<10	<10	n.d
Zn	43	64	79	68	60	89	58	75	n.d
Qz	28,32	29,31	28,17	16,36	25,26	40,22	36,34	31,92	0,00
Or	24,94	20,63	17,08	16,25	17,85	27,36	28,84	27,18	3,43
Ab	29,79	30,46	34,02	29,36	31,65	27,59	28,52	28,69	31,43
An	9,03	8,01	9,81	20,12	13,59	0,00	0,00	3,79	23,33
Co	1,54	2,34	2,34	1,11	1,22	2,29	3,60	3,02	0,00
Di	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	14,32
Hy	2,71	3,34	3,34	7,89	4,48	0,32	0,32	1,10	0,00
Ol	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	9,38
Ilm	0,11	0,13	0,15	0,21	0,15	0,04	0,06	0,11	0,26
Ap	0,00	1,14	0,46	0,76	0,37	0,83	0,51	0,56	0,56
Ru	0,34	0,44	0,43	1,02	0,58	0,07	0,10	0,23	0,00

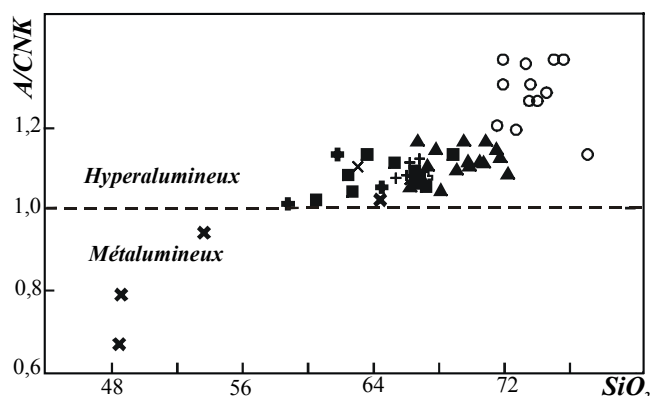


Figure 7. Projection des granitoïdes et enclaves de Zaër dans le diagramme A/CNK (mole) vs SiO₂.

Evolution géochimique

Les éléments majeurs

Les diagrammes SiO₂ vs oxydes, de type Harker, montrent une répartition continue et linéaire des points représentatifs

des faciès granitiques et de leurs enclaves (Fig. 8). Cette répartition définit des corrélations négatives entre SiO₂ et la majorité des autres éléments (Al, Ti, Fe, Mg, Ca). Dans le détail, les granitoïdes à biotite montrent une continuité compositionnelle entre les faciès SW et NE avec un caractère nettement plus différencié du second par rapport au premier ; les EMM du NE montrent une composition assez serrée qui se situe entre celle des deux faciès granitiques NE et SW et qui épouse la droite de corrélation ; les EMM du SW ont une composition très large, parfois très contrastée avec celle de leur granite-hôte ; et les leucogranites à deux micas montrent une continuité de composition avec les granitoïdes à biotite et constituent le terme le plus différencié de l'ensemble des entités pétrographiques composant le pluton de Zaër.

Cette répartition approximativement linéaire indiquerait selon de nombreux travaux (par ex. Clemens & Wall 1981, Kouchi & Sunagawa 1985, Liankun & Kuirong 1989, Zorpi *et al.* 1989, Orsini *et al.* 1991), l'intervention de mélanges magmatiques entre un magma basique et un pôle acide ainsi que des processus de cristallisation fractionnée.

Tableau IV. Analyses chimiques et norme CIPW des granitoïdes de Zaër (Rosé 1987).

Faciès	Granite à biotite du NE					Gr SW	Gr à 2 M	EMM NE	EMM SW	
	ZA55	ZA63	ZA78	ZA89	ZA98				ZA45	ZA94
N° Ech.										
SiO ₂ %	70,85	69,52	70,59	69,77	66,94	65,29	72,7	66,38	61,78	48,57
TiO ₂	0,26	0,38	0,28	0,35	0,56	0,69	0,3	0,66	0,89	1,18
Al ₂ O ₃	14,78	16,16	14,4	15,1	15,57	16,2	14,25	15,48	16,95	17,83
Fe ₂ O ₃ *	2,02	2,44	2,26	2,49	3,76	4,03	1,37	4,68	6,04	9,28
MnO	0,05	0,06	0,06	0,07	0,07	0,07	0,04	0,11	0,1	0,17
MgO	0,48	0,95	0,61	0,85	1,56	1,6	0,43	1,77	2,67	8,12
CaO	1,17	1,57	1,37	1,73	2,55	2,81	0,76	2,7	3,16	9,02
Na ₂ O	3,48	3,83	3,51	3,88	3,8	3,55	3,44	4,28	3,63	2,87
K ₂ O	4,49	4,39	4,37	3,77	3,34	3,43	4,56	2,02	3,08	1,33
P ₂ O ₅	0,05	0,22	0,94	1,03	traces	traces	0,36	0,64	traces	0,21
P.F.	1,14	0,78	0,8	0,86	0,8	0,89	0,76	0,72	1,23	1,52
Total	98,77	100,3	99,19	99,9	98,95	98,56	98,97	99,44	99,53	100,10
A/CNK	1,16	1,16	1,11	1,11	1,07	1,11	1,19	1,10	1,13	0,79
Rb ppm	350	170	278	229	141	125	350	185	108	38
Ba	300	529	405	518	605	837	251	170	398	254
Sr	70	249	119	224	321	409	88	164	352	705
V	40	40	24	29	59	83	36	73	104	201
Cr	20	42	10	30	44	51	24	68	60	266
Ni	10	13	10	18	18	31	12	39	37	97
Cu	10	10	10	10	10	10	10	10	12	20
Qz	30,34	26,28	32,25	30,70	24,26	23,11	33,98	27,13	18,13	0,00
Or	26,53	25,94	25,83	22,28	19,74	20,27	26,95	11,94	18,20	7,86
Ab	29,45	32,41	29,70	32,83	32,15	30,04	29,11	36,22	30,72	24,29
An	5,48	6,35	0,66	1,85	12,65	13,94	1,42	9,21	15,68	31,84
Co	2,19	2,78	3,66	3,96	1,07	1,54	3,14	2,88	1,90	0,00
Di	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	6,30
Hy	1,20	2,37	1,52	2,12	3,88	3,98	1,07	4,41	6,65	12,08
Ol	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,66
Ilm	0,11	0,13	0,13	0,15	0,15	0,15	0,09	0,24	0,21	0,36
Ap	0,12	0,51	2,18	2,39	0,00	0,00	0,83	1,48	0,00	0,49
Ru	0,20	0,31	0,21	0,27	0,48	0,61	0,25	0,54	0,78	0,00

Les éléments en traces

Les diagrammes de type Harker établis pour les éléments en traces (Fig. 9) montrent que Rb, élément incompatible du groupe LILE, définit une évolution suivant une trajectoire hyperbolique depuis les termes les plus basiques (EMM et granodiorites-tonalites du SW) jusqu'aux faciès les plus acides (monzogranites-granodiorites du NE et leucogranites). Quant à Sr (alcalino-terreux), il présente une tendance inverse avec un appauvrissement dans les termes les plus différenciés. Les éléments de transition (Cr et Ni) affichent la même tendance que Sr.

Les diagrammes Sr vs Rb et Sr vs Ba (Fig. 10) révèlent des tendances spécifiques pour chaque entité pétrographique. L'espace Sr-Rb traduit, pour les granitoïdes externes, une différenciation qui serait contrôlée par le fractionnement du plagioclase avec une concentration plus importante de la biotite dans le faciès SW, ce qui est en accord avec les observations pétrographiques. Les leucogranites apparaissent prolonger l'évolution des granites à biotite. Les EMM du NE semblent s'inscrire dans la même tendance que leurs granites-hôtes, tandis que les EMM du SW les

plus basiques s'écartent nettement de cette tendance. L'espace Sr-Ba dégage une dispersion des points indiquant que la relation entre les différentes entités pétrographiques de Zaër est loin d'être contrôlée par un simple processus de cristallisation fractionnée.

La dispersion des points dans les diagrammes Cr vs Nb et Cr vs Zr (Fig. 11) s'expliquerait par la superposition de divers processus pétrologiques au cours de l'évolution des granitoïdes de Zaër : une cristallisation fractionnée contrôlée principalement par la cristallisation de la biotite, du plagioclase, du zircon et de l'apatite ; une fusion partielle et une contamination crustale ; et des mélanges magmatiques acide-basique. La richesse des granitoïdes à biotite en xénolites assez profonds (Xvcs) et en minéraux alumineux résiduels ainsi qu'en EMM, apporte la preuve de l'intervention des deux derniers processus.

Les Terres Rares (TR)

Les taux de fractionnement ainsi que les allures des spectres de TR (Tabl. I et Fig. 12), montrent une grande similitude des granitoïdes de Zaër avec ceux de la série calco-alcaline (Cocherie 1978). Dans le détail, des variations

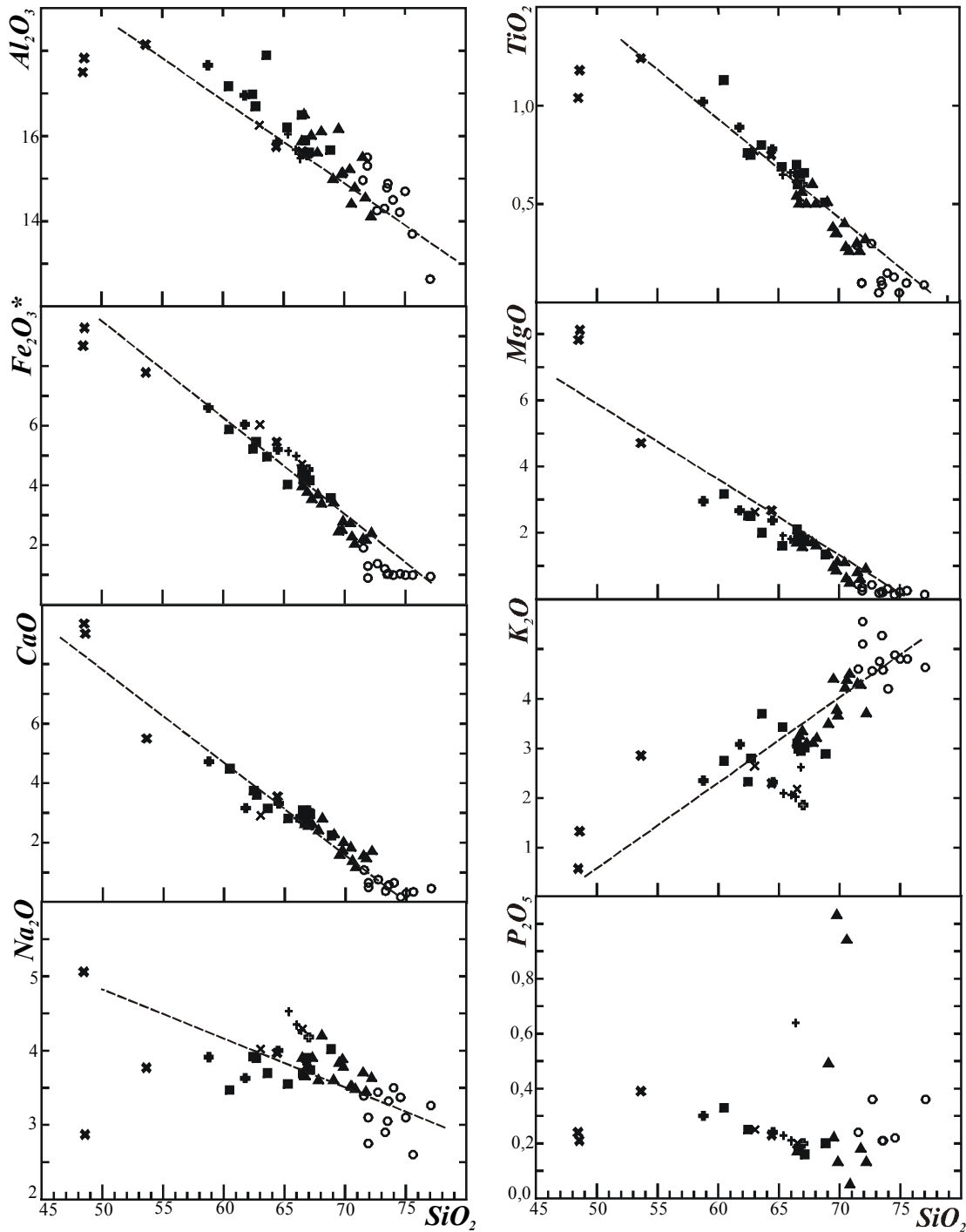


Figure 8. Répartition des faciès granitiques et enclaves microgrenues de Zaër dans les diagrammes Oxydes vs SiO_2 de type Harker.

significatives apparaissent entre les spectres de chaque entité pétrographique.

Les granitoïdes à biotites présentent des profils assez plats traduisant un taux de fractionnement faible, légèrement plus accentué pour les TR légères que pour les lourdes. Assez différents par leurs teneurs en TR, les deux faciès NE et SW présentent de très faibles anomalies négatives en Eu [(Eu/Eu*)_n = 0,90 à 0,74] sauf l'échantillon Z.1-11a du SW où cette anomalie est positive [(Eu/Eu*)_n = 1,37]. Ceci nous amène à envisager que l'évolution entre les deux faciès SW et NE serait contrôlée : par le fractionnement du zircon, de l'apatite, du sphène et dans une moindre mesure du plagioclase ; et par des échanges mécaniques de ces mêmes

phases minérales entre les enclaves et leurs granites-hôtes (cf. Pétrographie). L'anomalie positive en Eu²⁺ de l'échantillon Z.1-11a traduit le caractère hétérogène du faciès SW avec la présence de zones enrichies en plagioclases.

Les EMM montrent des profils superposables à ceux de leur granitoïde-hôte avec cependant une nette distinction entre ceux du SW et du NE : les premiers sont plats et sans anomalies en Eu²⁺, ce qui traduit leur caractère moins évolué et leur taux de fractionnement très faible ; les seconds sont très serrés et à anomalie négative en Eu²⁺. De tels profils permettent tout d'abord de suggérer l'origine commune des magmas basiques relatifs aux différentes

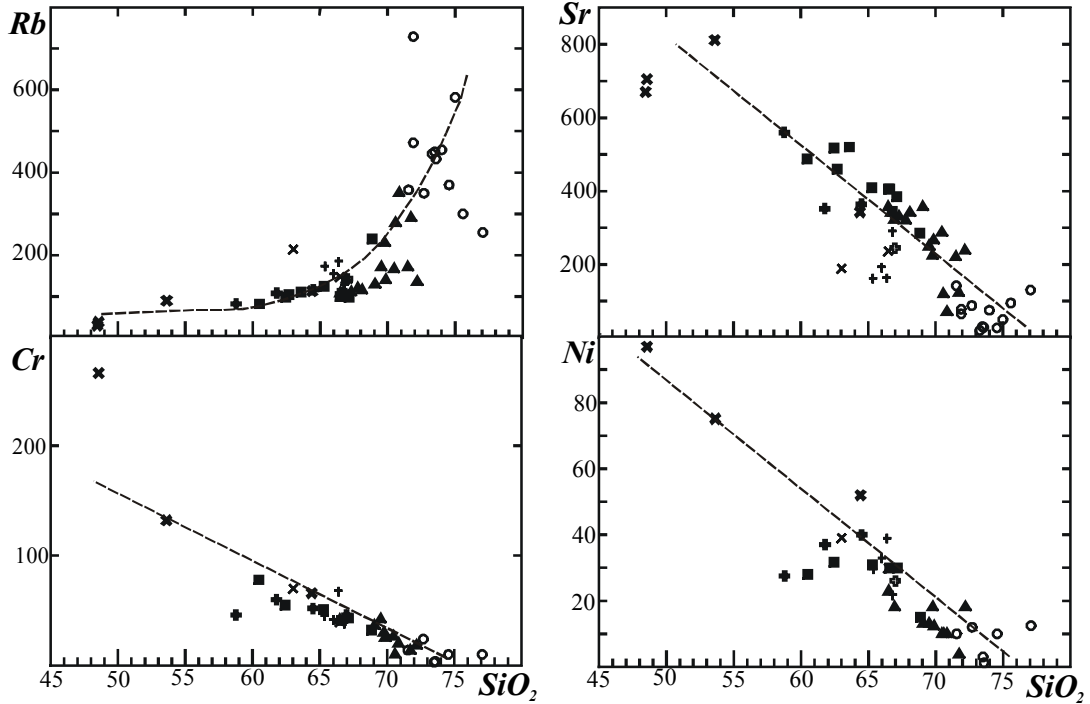


Figure 9. Répartition des éléments en traces vs SiO_2 des granitoïdes et enclaves microgrenues de Zaër.

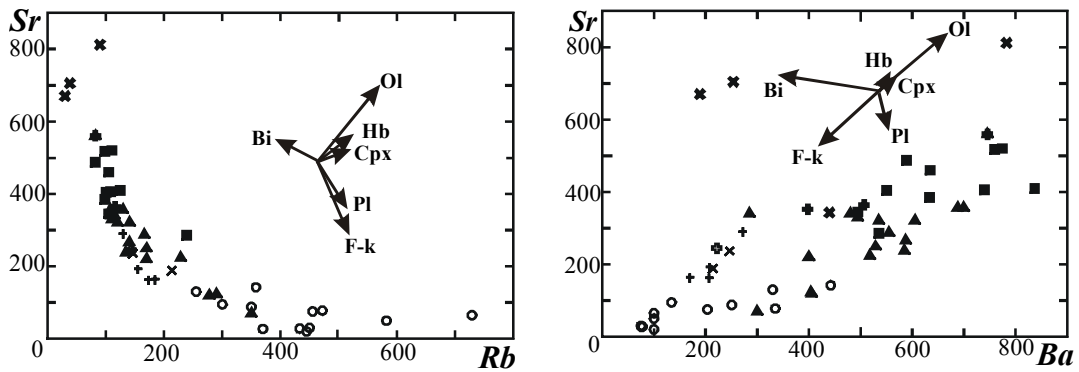


Figure 10. Sr vs Rb et Ba dans les granitoïdes et enclaves de Zaër. Les vecteurs de cristallisation fractionnée correspondent à 30% du fractionnement de Rayleigh calculés en utilisant les valeurs de K_d de Rollinson (1993). Ol : basaltes, autres minéraux : dacite et rhyolite.

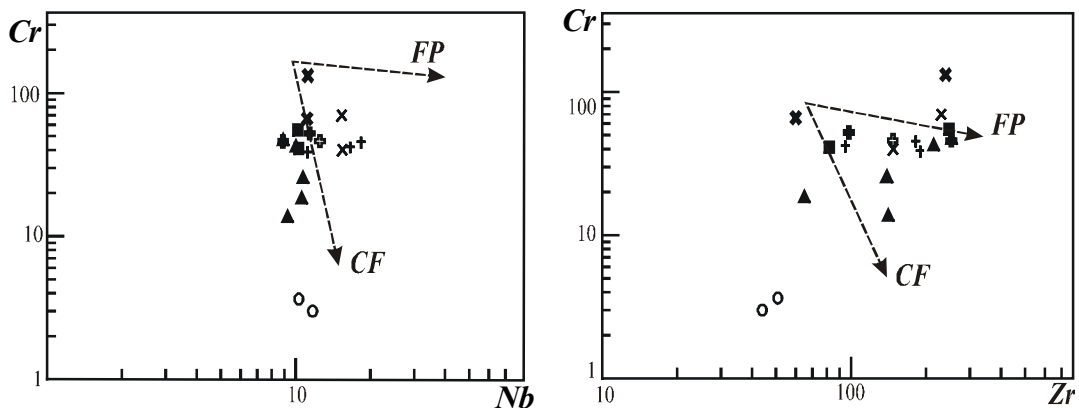


Figure 11. Granitoïdes et enclaves microgrenues de Zaër dans l'espace logarithmique Cr vs Nb et Cr vs Zr définissant les trajectoires des cristallisation fractionnée (CF) et de fusion partielle (FP).

EMM avec une différenciation nette entre celles du SW et du NE. Cette différenciation serait contrôlée par le fractionnement de la hornblende, principale phase minérale cardinale susceptible de contenir des quantités significatives

de TR, notamment les lourdes (Fourcade & Allègre 1981, Cocherie 1984) et par les échanges mécaniques assez importants entre les EMM du NE et leur matrice granitique.

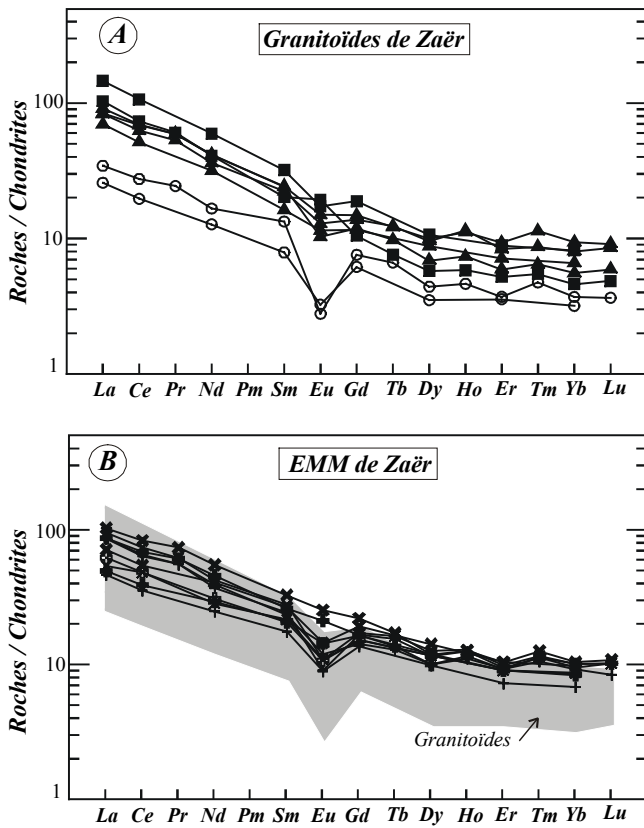


Figure 12. Spectres des Terres Rares des granitoïdes (A) et des enclaves microgrenues (B) de Zaër. Normalisation par rapport aux chondrites de Hermann (1987).

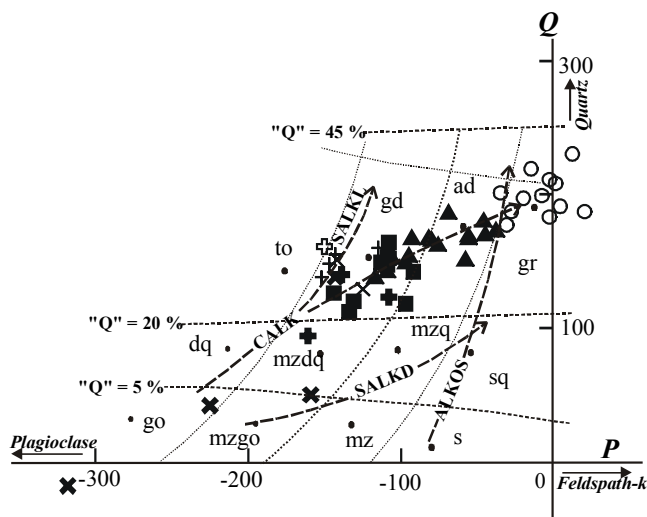


Figure 13. Granitoïdes et enclaves microgrenues de Zaër dans le diagramme Q-P de Debon & Le Fort (1988). Q = $Si/(K+Na+2Ca/3)$; P = $K-(Na+Ca)$. Tendances évolutives de référence : CALK (calco-alcaline); SALKD et SALKL (sub-alcaline sombre et claire); ALKOS (alcaline sursaturée).

Les leucogranites à deux micas présentent, par comparaison avec les granitoïdes à biotite des profils sub-parallèles, un fractionnement encore plus faible au niveau des TR légères et une anomalie en Eu^{2+} plus marquée. Toutefois, les spectres restent plus proches de ceux des granitoïdes calco-alcalins que de ceux des leucogranites purement crustaux où le fractionnement des TR lourdes est très fort (Cocherie

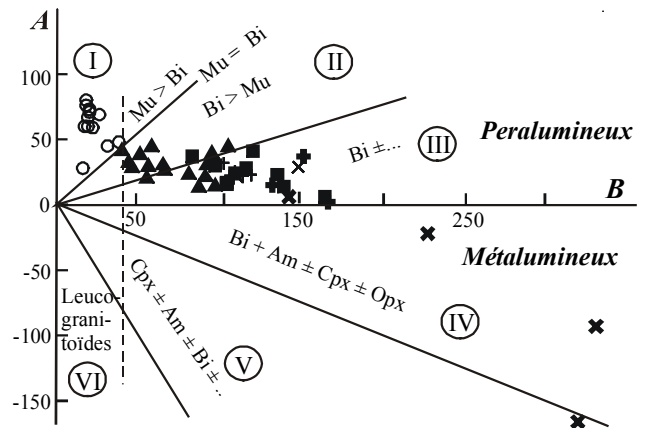


Figure 14. Granitoïdes et enclaves microgrenues de Zaër dans l'espace A-B de Debon & Le Fort (1988). A = $Al/(K+Na+2Ca)$; B = $Fe+Mg+Ti$.

1984). Du point de vue de leurs profils de TR, rien ne peut exclure leur consanguinité magmatique avec les granitoïdes à biotite.

Tendance magmatique et contexte géodynamique

Les différents échantillons des granitoïdes à biotite et des leucogranites de Zaër dessinent sur le diagramme Q-P (Fig. 13) une tendance évolutive parallèle à celle de la série des granites calco-alcalins (CALK). Ceci apparaît en accord avec les indications minéralogiques fournies précédemment par la typologie de la biotite. Sur ce même diagramme, les EMM s'écartent nettement de cette tendance; la plupart des EMM du SW, d'ailleurs les plus basiques, semblent glisser vers la tendance sub-alcaline mélanocrate (SALKD), tandis que certaines EMM du NE montrent une légère tendance vers un caractère subalcalin leucocrate (SALKL). Cela suggère une origine bien distincte des magmas relatifs aux granites et aux EMM.

Le diagramme A-B de Debon & Le Fort (1988) confirme le caractère peralumineux de l'ensemble des granitoïdes et métalumineux des EMM du SW (Fig. 14). De même, il dégage clairement la différenciation déjà mise en évidence à l'échelle pétrographique et minéralogique, entre les deux faciès granitiques SW et NE; le premier faciès est à indice de coloration (B) plus élevé et à indice de peraluminosité (A) plus faible par rapport à ceux du second faciès.

Les spidergrammes de la figure 15 révèlent un fort enrichissement en éléments les plus incompatibles (K, Rb, Ba, Th...) par rapport aux moins incompatibles (Tb, Y, Tm, Yb...) avec d'importantes anomalies négatives en Nb, Sr et Ti, ce qui constitue deux traits caractéristiques des magmas des zones orogéniques et de la croûte continentale en général (Saunders *et al.* 1980, Taylor & McLennan 1985). Dans le détail, des variations fondamentales apparaissent entre les spidergrammes des différents groupes de roches de Zaër: les spidergrammes du faciès à biotite du NE sont à anomalies négatives en Nb, Sr et Ti plus accentuées que ceux de leurs équivalents du SW, ce qui confirme leur caractère plus différencié; les spidergrammes des EMM du SW se distinguent de ceux de leur granite-hôte, à la différence de ceux des EMM du NE, ce qui va dans le sens

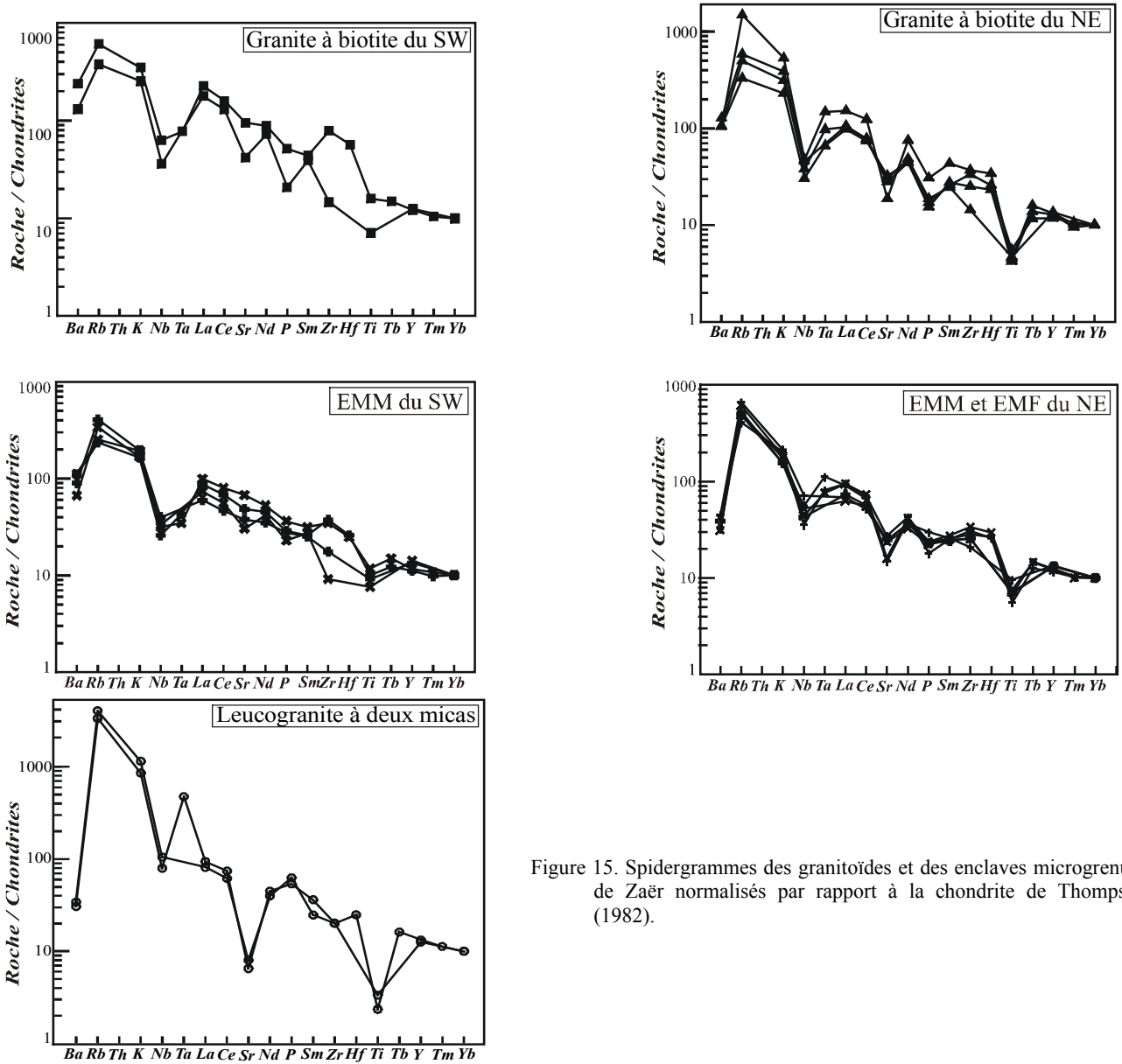


Figure 15. Spidergrammes des granitoïdes et des enclaves microgrenues de Zaër normalisés par rapport à la chondrite de Thompson (1982).

d'une homogénéisation granite-enclave beaucoup plus poussée au NE qu'au SW ; et les profils des leucogranites sont plus fractionnés, à fortes anomalies positives en Rb et Th et négatives en Sr et Ti, ce qui traduit, d'une part, un degré de différenciation avancé, et d'autre part, une importante participation crustale dans leur genèse par rapport aux granitoïdes à biotite.

La comparaison des spidergrammes de Zaër avec ceux établis pour des roches appartenant à différents sites géotectoniques, confirme leur affinité avec les granites syn- à post-collisionnels et plus particulièrement certains granites de la chaîne hercynienne ouest-européenne tels que les granites du NW de l'Espagne (Harris *et al.* 1986) et le granite de Quérigut en France (Fourcade & Allègre 1981).

Enfin, l'utilisation de l'espace Ta vs Yb de Pearce *et al.* (1984) ainsi que le diagramme triangulaire Rb-Hf-Ta de Harris *et al.* (1986) rapprochent les granitoïdes de Zaër, par leurs faibles teneurs en Ta et Yb (Fig. 16) des granites des

arcs volcaniques (VAG) et granites syn- à post-collisionnels (syn-COLG).

Géochimie isotopique

Les données isotopiques Rb-Sr et Sm-Nd disponibles (Tabl. V) sont celles de Mrini (1985). Ces données ont été réexaminées sur la base des nouvelles observations réalisées sur les différentes roches de Zaër et à la lumière des travaux récents sur la géochimie isotopique des granitoïdes (par ex. Rollinson 1993, Roberts *et al.* 2000).

Aspect géochronologique

Les premières datations radiométriques effectuées sur les granites de Zaër indiquent des âges moyens de 284 ± 15 à 298 ± 3 Ma (Choubert *et al.* 1965, Giuliani 1982, Giuliani *et al.* 1989). Les mesures Rb-Sr réalisées séparément sur les deux unités granitiques interne et externe donnent un âge de 303 ± 13 Ma (Westphalien-Stéphanien) pour le granite à

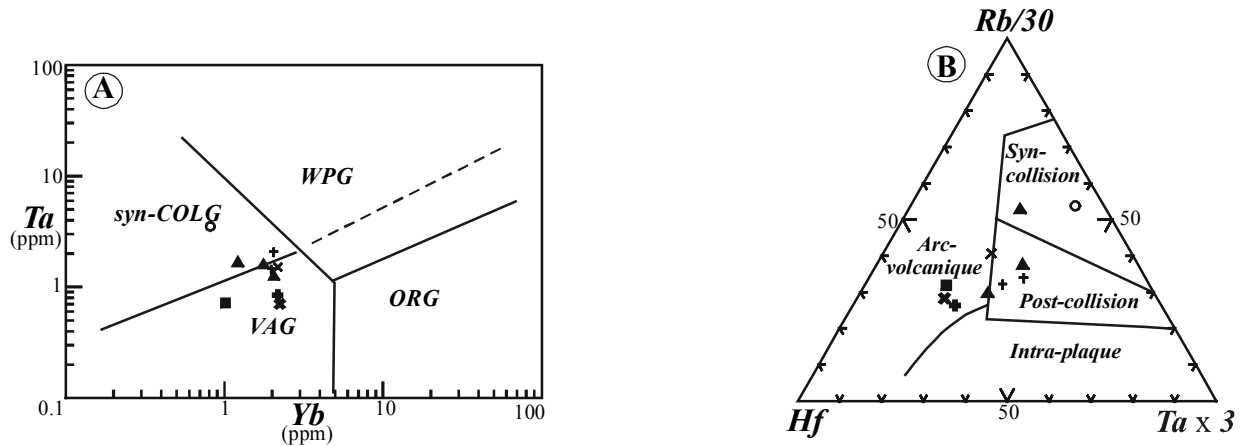


Figure 16. Granitoïdes et enclaves microgrenues de Zaër dans les diagrammes de discrimination du contexte géotectonique : A d'après Pearce *et al.* (1984) et B d'après Harris *et al.* (1986). VAG : granites d'arc volcanique ; syn-COLG : granites syn-collisionnels ; WPG : granites intra-plaque ; ORG granites des rides médio-océaniques.

Tableau V. Analyses isotopiques Rb/Sr et Sm/Nd en roche totale des granitoïdes et enclaves microgrenues mafiques de Zaër (Mrini 1985).

Faciès	SW		NE	
	Granite	EMM	Granite	EMM
N° Ech.	ZR10	ZR9	ZR6	ZR5
Rb (ppm)	103	43,6	158	175
Sr (ppm)	402	639	242	150
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	0,743	0,198	1,89	3,18
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,70802	0,70488	0,71310	0,71788
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₍₃₀₃₎	0,70482	0,70403	0,70497	0,70420
ESr ₍₃₀₃₎	5,9	-5,3	7,7	-15,5
T.M CHUR(M.A)	477	23	429	432
Sm (ppm)	4,23	3,36	4,40	5,40
Nd (ppm)	22,05	16,1	23,22	25,98
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0,11677	0,12703	0,11535	0,12652
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0,51240	0,51263	0,51242	0,51245
ENd ₍₃₀₃₎	-1,6	2,5	-1,2	-4,1

Faciès	Central		
	Leucogranites		
N° Ech.	ZR13	ZR14	ZR17
Rb (ppm)	276	390	248
Sr (ppm)	66,7	43,8	100
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	11,9	26,1	7,19
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,75761	0,81037	0,73903
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₍₂₇₉₎	0,71029	0,70930	0,71044
ESr ₍₂₇₉₎	82	46	85
T.M CHUR(M.A)	897	-	1000
Sm (ppm)	3,33	2,84	2,27
Nd (ppm)	15,71	12,72	9,06
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0,12903	0,13591	0,15244
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0,51226	0,51227	0,51237
ENd ₍₂₇₉₎	-3,84	-4,98	-3,68

biotite et de 279 ± 11 Ma (Autunien) pour le leucogranite à deux micas (Mrini 1985, Mrini *et al.* 1992). Ces résultats apparaissent en accord avec les observations de terrain qui montrent le caractère nettement intrusif du leucogranite dans le granite à biotite, lui même intrusif dans des terrains dévono-dinantiens. Ces âges sont assez imprécis, et de nouvelles datations doivent être faites par des méthodes modernes plus précises, en l'occurrence U/Pb sur zircon. Ces datations devront tenir compte du nouveau découpage des faciès granitiques et des différents types d'EMM.

Traçage isotopique Sr-Nd

Les diagrammes de la figure 17 aident à mieux suivre l'évolution isotopique Sr-Nd entre les différentes roches. Sur le plan des concentrations, le couple Rb-Sr montre une assez grande dispersion qui permet de distinguer les deux unités granitiques ; les granitoïdes à biotite et leurs EMM sont plus pauvres en Rb et assez riches en Sr par rapport aux leucogranites. Les teneurs en Sm-Nd apparaissent beaucoup moins dispersées et se répartissent selon une droite de corrélation positive montrant un appauvrissement

continu depuis les granites à biotite jusqu'aux leucogranites. Sur la base des travaux de Ben Othman *et al.* (1984), Davidson *et al.* (1990), Pin & Duthou (1990) et Roberts *et al.* (2000), la régularité de répartition et de l'évolution du couple Sm-Nd serait liée au caractère stable de ces éléments lors des processus post-solidus. Le comportement de Rb-Sr traduit par contre une certaine mobilité. Celle-ci apparaît clairement au niveau des granites à biotite déformés (ZR8 et ZR12) qui montrent un appauvrissement en Sr couplé à un enrichissement en Rb par rapport à leurs équivalents sains.

Par ailleurs, on ne distingue aucune logique de répartition de Rb-Sr et Sm-Nd entre les granites à biotite et leurs EMM. Cela pourrait s'expliquer par les processus d'échange chimique et mécanique intervenant lors des mélanges magmatiques. Ainsi, la richesse des EMM du NE en xénocristaux (apatite, zircon, plagioclase) d'origine granitique entraînerait vraisemblablement une dilution de leur concentration en Sr et leur enrichissement en Rb, ce qui leur confère un caractère plus différencié que celui de

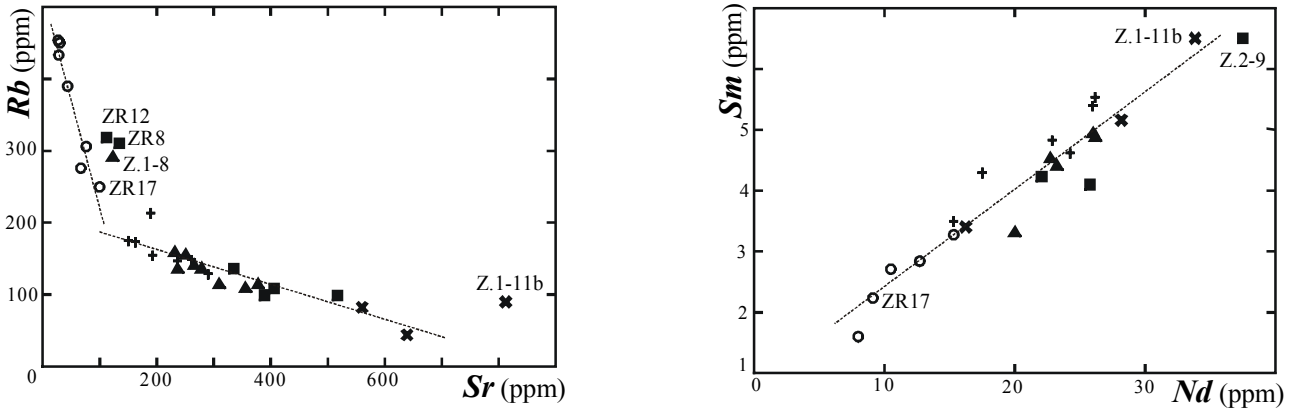


Figure 17. Evolutions des concentrations en Rb-Sr et Sm-Nd des granitoïdes et enclaves microgrenues de Zaër.

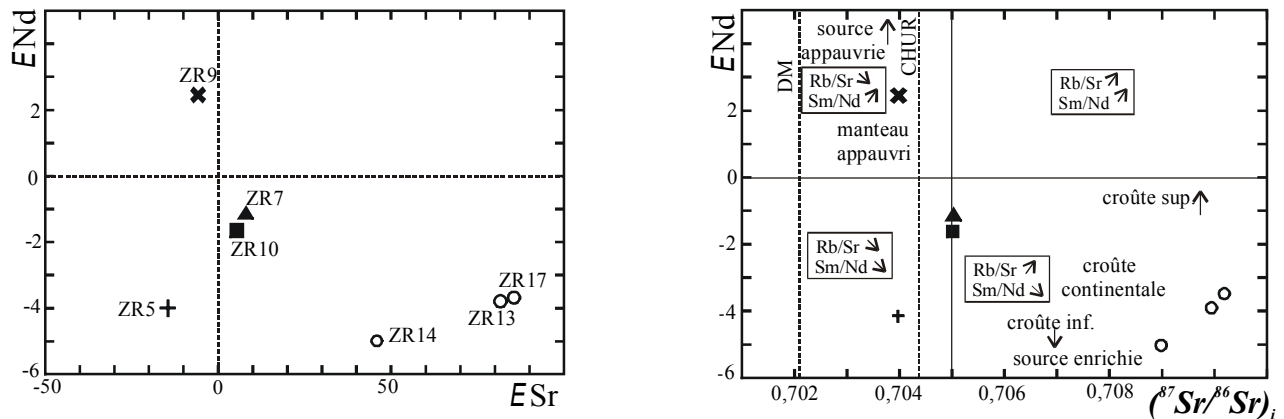


Figure 18. Granitoïdes et enclaves microgrenues de Zaër EMM des Zaër dans l'espace ENd vs ESr et $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$.

leur granite-hôte. Par contre, les EMM du SW, de taille métrique (le cas de l'EMMsmk : Z.11-b et ZR9) présentent des compositions assez contrastées par rapport à celles de leur granite-hôte ; cela rejoint l'idée de Pin *et al.* (1990) selon laquelle les grandes enclaves conservent beaucoup mieux leurs caractéristiques géochimiques et isotopiques que les petites.

Du point de vue caractéristiques isotopiques, les rapports $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ initiaux, calculés pour un âge de 303 Ma (Mrini 1985) permettent de faire la distinction entre deux groupes de roches : les granites à biotite et leurs EMM, peu radiogéniques ($\text{Sr}_i = 0,704$) ; et les leucogranites à deux micas, plus radiogéniques ($\text{Sr}_i = 0,710$). Ces compositions isotopiques impliquent un rapport Rb/Sr moyen, intégré dans le temps, faible pour la source des granites à biotite et beaucoup plus élevé pour la source des leucogranites. Ceci suggère que le premier groupe serait issu d'une hybridation croûte-manteau, tandis que le second serait essentiellement d'origine crustale.

Des informations sur l'origine des matériaux sources peuvent être obtenues à partir des rapports isotopiques initiaux Sr_i et les valeurs ENd et ESr (par ex. Pin *et al.* 1990, Donaire *et al.* 1999, Roberts *et al.* 2000). Les diagrammes établis pour le pluton de Zaër (Fig. 18), sur la base de ces rapports, indiquent que :

– les granitoïdes à biotite, avec des compositions isotopiques en Sr_i basses (0,704) et ENd_i (–1,5) laissent

envisager leur genèse selon un modèle de mélange binaire entre un composant basique extrait d'un manteau appauvri et un composant crustal ;

– les EMM du SW, bien conservées, avec une composition isotopique en Sr peu radiogénique ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0,704$) et une valeur positive en ENd (2,5) portent une signature mantellique comparable à celle du manteau appauvri (DM) ; par contre, les EMM du NE, montrent une signature particulière avec des rapport en Sr initial faible (0,705) et des valeurs négatives de ENd_i (–1,2), pouvant refléter leur taux élevé d'échanges mécanique et chimique avec le granite-hôte ;

– les leucogranites à deux micas, avec des compositions isotopiques radiogéniques en Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0,710$) et des valeurs négatives de ENd_i (–4), n'ont pas de contribution mantellique significative à leur genèse, ce qui favorise un modèle faisant intervenir une source principalement crustale, à rapport Rb/Sr élevé et Sm/Nd faible.

DISCUSSION ET CONCLUSIONS

Genèse et évolution des granitoïdes à biotite

La richesse des granitoïdes externes à biotite de Zaër en xénolites métapélitiques d'origine assez profonde, en restites, en minéraux alumineux résiduels ainsi qu'en EMM apporte la preuve de l'intervention, lors de leur genèse, de processus d'assimilation de matériaux crustaux fertiles

(c'est-à-dire peu réfractaires) et de mélanges magmatiques acide-basique. Aussi, leur origine hybride (croûte + manteau) apparaît évidente. Sur le plan géochimique, ces granitoïdes présentent un caractère hyperalumineux et une tendance calco-alkaline fortement potassique. Divers diagrammes de corrélations entre éléments chimiques majeurs et en traces reflètent une évolution assez complexe qui pourrait s'expliquer par le télescopage de divers processus pétrogénétiques : fusion partielle, mélange magmatique, assimilation crustale, contamination, cristallisation fractionnée... Les spectres de TR ainsi que les signatures isotopiques de Sr et Nd confirment l'origine mixte et l'évolution complexe de ces granitoïdes.

L'évolution pétrographique mise en évidence entre les deux faciès NE et SW, affleurant pratiquement à une même altitude, est liée à des degrés d'échanges chimique et mécanique variables entre les EMM et leur granite-hôte. Des échanges nettement plus fréquents au niveau du faciès NE par rapport au SW ont contribué à une plus grande homogénéisation du premier faciès. Cela suggère une mise en place de ce dernier, relativement plus tardive et sous des conditions favorisant son brassage magmatique (Haïmeur *et al.* 2002). Des datations géochronologiques précises (U/Pb sur zircon) devront être effectuées séparément sur les deux faciès NE et SW pour confirmer ou infirmer cette hypothèse.

Par ailleurs, le faciès SW à caractère hybride et très faiblement homogénéisé offre la caractéristique de contenir de grandes EMM dont les compositions chimiques initiales sont assez bien préservées. Ces compositions ont servi pour approcher le pôle mafique impliqué dans le mélange magmatique acide-basique.

Le pôle basique

Les EMMcd correspondent à des candidats très favorables pour approcher la composition chimique du pôle basique du mélange magmatique. Elles montrent qu'il s'agit de gabbros à olivine ou gabbros alcalins à caractère métalumineux franc ($A/CNK \text{ mole} < 0,8$). Par leurs teneurs faibles en Rb ($< 38 \text{ ppm}$) et très élevées en Sr (650 à 700 ppm), elles paraissent dériver d'un magma basaltique primitif, très peu différencié et surtout enrichi en éléments incompatibles (Sr et Nd). Leurs rapports isotopiques en Sr_i (0,704) ainsi que la valeur positive de ϵNd (+2,5) ne laisse aucun doute sur leur origine mantellique.

Les EMMcd, notamment l'EMMsmk (Z30 et ZA44), comptent parmi les enclaves les plus basiques de l'ensemble des granitoïdes hercyniens de la Meseta occidentale marocaine (Tabl. VI). Elles présentent des compositions très proches de celles des enclaves dioritiques (ex. TAG44, Tabl. VI) décrites par Gasquet (1991) dans le pluton de Tichka (Haut Atlas occidental). D'autre part, le chimisme de ces enclaves est très comparable à celui des dolérites anté- à syntectoniques du plateau du Ment (Boushaba 1996), et il est presque équivalent à celui des gabbros à olivine associés aux granitoïdes de Tichka. Par ailleurs, la composition chimique des EMMsmk apparaît superposable à celle des gabbros (*s.s.*) de référence (Debon & Le Fort 1988) et s'avère beaucoup plus proche de celle des basaltes

hyper alumineux (HAB) que de celle des basaltes des rides médio-océaniques (MORB) (Tabl. VI).

Quant à la diversité des EMM rencontrées dans les deux faciès SW et NE, elle pourrait être expliquée par des injections répétitives de magmas basiques à différents niveaux structuraux et stades d'évolution du bain granitique. Dans ce cas, les conditions de mélanges seraient différentes (Sparks *et al.* 1977, Sparks & Marshall 1986, Clemens & Vielzeuf 1987) et les EMM résultant de chaque stade de mélange auraient leurs propres caractéristiques pétrographiques et chimiques. De surcroît, l'état dynamique du bain magmatique ainsi que la durée du "séjour" des enclaves (période entre le début du mélange et le refroidissement total du système granitique) agissent sur la fréquence des échanges entre les deux magmas acide et basique, ce qui donnera des EMM encore plus diversifiées (Didier & Barbarin 1991, Poli & Tommasini 1991, 1999).

Le pôle acide

Le choix du pôle acide est généralement très délicat à fixer. Le meilleur candidat auquel on peut penser est le leucogranite à deux micas d'Oulmès. Situé à environ 40 km à l'est de Zaër, le pluton d'Oulmès est composé principalement d'un granite à grain plus ou moins fin et à deux micas avec, localement, la prédominance de la biotite ou de la muscovite (Boutaleb 1988). Par sa nature pétrographique leucocrate, l'absence d'enclaves microgrenues mafiques, sa tendance géochimique alcaline (Tabl. VI) ainsi que sa géochimie isotopique ($Sr_i = 0,716$ à $0,718$ et $\epsilon Nd_i = -7,2$ à $-10,7$, *in* Mrini 1985), le leucogranite d'Oulmès est considéré comme étant celui qui affiche la signature crustale la plus marquée de tous les granitoïdes hercyniens du Maroc.

Proportions de mélanges

La détermination des proportions de mélanges est faite à partir des compositions des pôles basiques et acides définis ci-dessus. Le programme de calcul se base sur la méthode des moindres carrés. A partir des compositions des roches hybrides, granite à biotite du SW (RH1), du NE (RH2) et leucogranites (RH3) ainsi que des compositions des pôles acide (PA) et basique (PB), on calcule la composition d'une roche donnée (RX) qui sera formée de A % (proportion du pôle acide) et de B % (proportion du pôle basique). Les proportions retenues sont celles dont la somme des carrés des écarts entre les compositions de RH et RX [$\sum(\text{écart})^2$] tend vers zéro ; au delà d'une valeur de 2 le test est jugé non valide.

Il se dégage des calculs (Tabl. VII) que la genèse du faciès granitique SW implique une proportion plus importante en matériel basique mantellique (35 à 40 %) que le faciès NE (20 à 25%). L'estimation de Mrini (1985) sur la base des teneurs en Sr et Nd de deux pôles hypothétiques a indiqué pour l'ensemble des granitoïdes de Zaër une contribution mantellique nettement plus élevée (50 et 60 %). Cette proportion nous semble exagérée compte tenu des compositions chimiques moyennes des deux faciès SW et NE (respectivement 65,0 et 69,3 % de SiO_2). Elle serait, à la limite, acceptable pour certains échantillons, assez rares,

Tableau VI. Compositions chimiques moyennes des granitoïdes et EMM de Zaër et de celles de diverses roches acides et basiques hercyniennes de la Meseta occidentale avec compositions de références de basaltes, dolérites et croûte inférieure et supérieure.

Plutons	Zaër				Oulmès		Ment		Jbilet		Tichka			Compositions de Références				
	Gr- SW (10)	Gr- NE (16)	LeucoGr (12)	EMMsmk ZA44	LeucoGr (9)	Dolérite (10)	EMM T5	LeucoGr (12)	EMM JM.3j	LeucoGr (7)	Gabbro (12)	EMM TAG47	LeucoGr (10)	HAB (2)	MORB	Gabbro (20)	Crte inf	Crte sup
SiO ₂ (%)	65,04	69,31	73,72	48,57	74,82	48,52	54,14	76,02	52,96	75,76	48,78	49,29	75,77	49,39	49,61	47,02	54,40	66,00
TiO ₂	0,73	0,41	0,13	1,18	0,03	1,69	1,23	0,05	1,63	0,11	1,51	1,70	0,18	1,47	1,43	1,26	1,00	0,50
Al ₂ O ₃	16,42	15,35	14,48	17,83	14,92	16,34	16,39	13,22	18,01	13,19	18,02	21,32	12,86	18,26	16,01	16,12	16,10	15,20
Fe ₂ O ₃ *	4,53	2,90	1,13	9,28	0,75	10,94	8,19	0,87	9,19	0,77	8,80	8,08	1,06	10,61	11,49	10,04	11,70	5,00
MnO	0,07	0,05	0,03	0,17	0,04	0,17	0,10	0,03	0,17	0,04	0,14	0,12	0,02	0,13	-	0,16	0,17	0,06
MgO	2,08	1,18	0,26	8,12	0,02	8,08	4,91	0,02	6,04	0,18	7,76	3,99	0,19	6,86	7,84	8,15	6,30	2,20
CaO	3,19	2,03	0,54	9,02	0,08	10,03	3,67	0,08	6,12	0,38	9,44	6,82	0,73	9,62	11,32	11,89	8,50	4,20
Na ₂ O	3,76	3,71	3,15	2,87	4,03	2,49	6,19	2,85	1,86	1,93	3,72	4,29	3,55	3,29	2,76	2,30	2,80	3,90
K ₂ O	3,00	3,74	4,81	1,33	3,68	0,22	0,65	5,27	2,07	5,62	0,63	2,11	4,64	0,70	0,22	0,60	0,34	3,40
P ₂ O ₅	0,22	0,37	0,27	0,21	0,17	0,28	0,86	0,43	0,38	-	0,68	0,57	0,03	0,27	0,14	-	-	-
P.F.	1,09	0,86	1,24	1,52	1,21	1,10	3,44	1,13	2,04	1,19	0,67	1,14	0,53	-	-	2,12	-	-
Total	100,13	99,91	99,76	100,10	99,75	99,86	99,77	99,97	100,47	99,17	100,15	99,43	99,56	100,60	100,82	99,66	101,31	100,46
Rb (ppm)	117	173	433	38	465	23	12	404	-	-	20	55	103	-	-	27	5	112
Ba	655	504	234	254	89	63	98	41	669	205	173	965	524	-	-	175	150	550
Sr	422	239	69	705	22	251	581	19	393	59	515	545	111	-	-	417	230	350
Cr	50	28	11	266	-	335	20	-	-	-	199	52	9	-	-	229	235	35
Ni	28	14	5	97	-	171	61	-	-	-	106	15	20	-	-	125	135	20
Co	13	6	1	-	-	40	15	-	-	43	92	10	60	-	-	-	35	10
Zr	165	140	48	-	-	132	233	-	-	-	139	302	84	-	-	-	70	190

Zaër : G-SW et G-NE : moyennes des faciès NE et SW ; LeucoGr : moyenne du Leucogranite à 2 micas ; EMMsmk : enclave mafique de Sidi Mohamed El Kébir.

Oulmès : LeucoGr : composition moyenne de leucogranite à muscovite (Réf : On2, 3, 4, 7, A21, 22, 32, HI109, T16A ; Boutaleb 1988).

Ment : dolérite : moy. des dolérites anté à sytectoniques du plateau de Ment (Réf : E7, E13, E17, E18, M107, O10, O12, O13, O14, O18,) ; EMM (T5) : enclave la plus basique du Ment ; LeucoGr : moy. des leucogranites fins à 2 micas (Réf : M15, M31, Q19, Q20, Z11, Z16, Z17, Z19, Z21, Z26, Z63a et Z64; Boushaba 1996).

Jbilet : EMM (JM-3j) : enclave la plus basique ; LeucoGr : moy. des leucogranites à 2 micas (Réf : J1.3, Jz.2, J4.11, Joz.2, J6.3, J4.14, Joz.9, El Amrani 1994).

Tichka : Gabbro : moy. de gabbro à Px ± Ol associé aux granitoïdes de Tichka (Réf : Gou6, 28, 29, 30, 41, 42, 43, 44, Tag74, 77, 119, 138) ; EMM (TAG47) : enclaves la plus basique - LeucoGr : moy. des leucogranites à Bi ± Ms (Réf : Asf32, 34, 38, Gou9, Kma8, Nfi119, 120, Tag32, 36, 40; Gasquet 1991).

HAB : basalte hyperalumineux des Cascades, Californie (Reid *et al.* 1983).

MORB : basalte des rides médio-océaniques (McBirney & Murase 1984).

Gabbro : composition de référence (Debon & Le Fort 1988).

Crte inf. et sup. : composition moyenne de la croûte continentale inférieure et supérieure (Taylor & McLennan 1985).

de granodiorite-tonalite du SW (ex. Z.1-11a et Z95), montrant un caractère fortement hybride et une basicité nettement supérieure à la moyenne (62,5 % SiO₂).

Relation entre les granitoïdes à biotite et les leucogranites

Rappelons que l'unité interne leucogranitique de Zaër, intrusive dans les granitoïdes à biotites, apparaît très homogène et dépourvue d'enclaves. Sur le plan chimique, elle présente toutes les caractéristiques d'un leucogranite hyperalumineux fortement potassique. Par ses éléments majeurs et en traces, elle montre une continuité et un alignement avec les granitoïdes à biotite. Cette même continuité a amené Mahmood (1980) à considérer que ces leucogranites représentent les termes évolués d'une différenciation continue, par cristallisation fractionnée, des granitoïdes à biotite. Giuliani (1982) a souligné la discontinuité structurale existant entre les deux unités granitiques pour écarter l'hypothèse d'une différenciation magmatique continue entre elles. Ainsi, a-t-il proposé un modèle d'évolution magmatique polyphasée due à des phénomènes de réactivation magmatique qui considère les leucogranites comme une phase magmatique particulière, résultant soit d'un appauvrissement brutal du liquide résiduel en ferro-magnésiens, soit d'une refusion partielle du granite à biotite, hypothèse qui reste difficile à argumenter. Par la suite, l'étude géochronologique de Mrini (1985) l'a amenée à écarter toute relation génétique entre les deux unités granitiques du fait de la différence entre leur âge de mise en place (303 ± 13 Ma contre 279 ± 11 Ma) et leur rapport isotopique en Sr_i (0,704 contre 0,710).

Pour notre part, l'étroite relation spatiale des deux unités granitiques et la continuité géochimique en éléments majeurs et en traces entre elles, d'une part et d'autre part, les allures de leurs spectres de TR laissent entrevoir une consanguinité magmatique entre elles. En outre, par leur volume assez important, leurs spectres de TR peu fractionnés et surtout leur rapport en Sr_i modéré, les leucogranites de Zaër pourraient ne pas être d'origine purement crustale. Ils pourraient correspondre à un terme différencié d'un granite hybride résultant d'un mélange magmatique complet (*mixing*) et où aucun des composants acides et basiques n'est plus reconnaissable. Dans ce mélange, la contribution mantellique a été certainement très modeste. Aussi, nous proposons une hypothèse suivant laquelle les leucogranites internes de Zaër correspondraient à un terme différencié du même magma hybride parent des granitoïdes à biotite qui a dû être stocké durant une assez longue période, avant de se mettre en place au sein des granitoïdes externes déjà en partie consolidés. Le long séjour au niveau de la croûte moyenne à supérieure aurait été suffisant pour permettre un mélange complet des deux composants acide-basique et une parfaite homogénéisation pétrographique, chimique et isotopique.

Selon cette hypothèse, on admettra que les leucogranites résulteraient d'un mélange magmatique à partir des mêmes pôles basique et acide que pour les granitoïdes à biotite. La contribution mantellique, estimée par la même méthode des moindres carrés (Tabl. VII), s'avère assez faible (< 10 %). La proportion de 25 % déterminée par Mrini (1985) apparaît là aussi surestimée.

Tableau VII. Calculs des proportions de mélanges magmatiques acide-basique pour les granitoïdes de Zaër.

RH1, RH2 et RH3 : compositions moyennes respectives des granites SW, NE et leucogranites.

	PB	PA	RH1	RH2	RH3	Compositions calculées (RX)		
	EMMsmk	L-Oulmès	granite SW	Granite NE	Leucogranite	Granite-SW	Granite NE	Leucogranite
% P. acide						65	80	95
% P. basique						35	20	5
SiO ₂ (%)	48,57	74,82	65,04	69,31	73,72	65,63	69,57	73,51
TiO ₂	1,18	0,03	0,73	0,41	0,13	0,43	0,26	0,09
Al ₂ O ₃	17,83	14,92	16,42	15,35	14,48	15,94	15,50	15,07
Fe ₂ O ₃ *	9,28	0,75	4,53	2,90	1,13	3,74	2,46	1,18
MnO	0,17	0,04	0,07	0,05	0,03	0,09	0,07	0,05
MgO	8,12	0,02	2,08	1,18	0,26	2,86	1,64	0,43
CaO	9,02	0,08	3,19	2,03	0,54	3,21	1,87	0,53
Na ₂ O	2,87	4,03	3,76	3,71	3,15	3,62	3,80	3,97
K ₂ O	1,33	3,68	3,00	3,74	4,81	2,86	3,21	3,56
P ₂ O ₅	0,21	0,17	0,22	0,37	0,27	0,18	0,18	0,17
Total	98,58	98,54	99,04	99,05	98,52	98,56	98,56	98,56
Σ(écarts) ²						1,94	0,87	2,06

Modèle pétrogénétique

Il ressort de cette étude que le modèle classique de l'AFC (Assimilation-Cristallisation Fractionnée) ne peut expliquer d'une manière satisfaisante les différentes relations pétrographiques et géochimiques existant entre les deux unités granitiques d'une part et d'autre part entre les granitoïdes externes et leurs enclaves. Le modèle MASH

(*Melting-Assimilation-Storage-Homogenization*) s'avère plus approprié pour le cas du pluton composite de Zaër.

Le modèle MASH, proposé par Hildreth & Moorbath (1988) pour expliquer les caractères chimiques et isotopiques des andésites et dacites des Andes chiliennes, présente l'intérêt d'impliquer la participation d'un pôle basique mantellique et d'une croûte inférieure avec l'intervention d'un processus

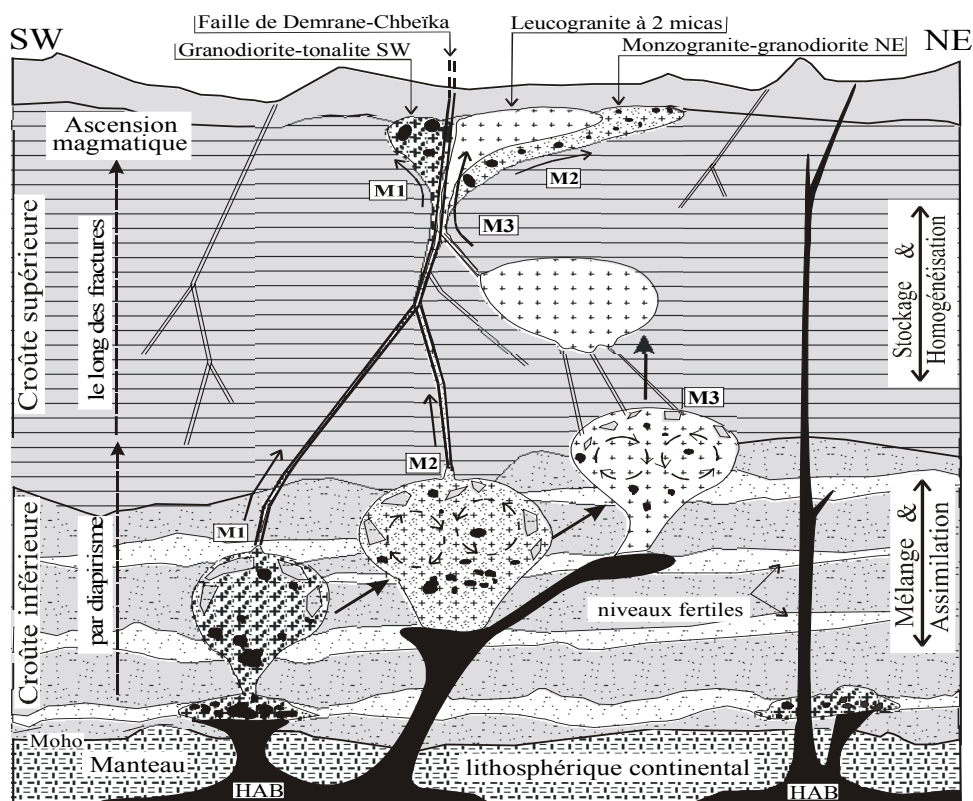


Figure 19. Modèle proposé pour la pétrogenèse du pluton granitique composite de Zaër.

complexe de fusion partielle, d'assimilation crustale et de cristallisation fractionnée avec des processus post-mélanges de stockage et d'homogénéisation magmatique. Ainsi, en contexte orogénique, la croûte inférieure, partiellement fondue, constitue un site privilégié pour le stockage des magmas basaltiques ascendants. A ce niveau, toutes les conditions thermo-dynamiques sont favorables à des phénomènes de mélanges magmatiques et d'assimilation. En outre, les magmas basiques peuvent se différencier par cristallisation fractionnée, induisent la fusion de la base de la croûte et se mélangent de façon plus avancée avec les liquides anatectiques crustaux, ce qui aboutit à des mélanges magmatiques plus ou moins complets (Hildreth 1981, Clemens & Wall 1988, Huppert & Sparks 1988). Ces magmas, hybrides et assez hétérogènes, peuvent monter directement ou être stockés au niveau de la croûte moyenne. Durant ce stockage, parfois assez long, ils peuvent subir une parfaite homogénéisation pétrographique, chimique et isotopique avant de poursuivre leur ascension vers la croûte supérieure.

Sur la base du modèle MASH, nous proposons une pétrogenèse du pluton de Zaër en trois stades (Fig. 19) :

Stade 1 : Un magma basique mantellique de type HAB se serait injecté à la base de la croûte inférieure dont la composition correspondrait, selon la nature hyperalumineuse des xénolites, à des terrains anciens (pélites ou grauwackes riches en quartz!) métamorphisés. La chaleur apportée par le liquide basique induit la fusion partielle de la croûte sus-jacente donnant naissance à des liquides anatectiques crustaux. Ceux-ci se mélangent d'une manière incomplète (*mingling*) avec le composant basique pour donner un magma hybride (M1). Ce premier magma a été drainé immédiatement vers la croûte supérieure le long de

la faille de Demrane-Chbeïka pour donner la granodiorite-tonalite du SW de nature hétérogène et assez riche en xénolites et grosses EMM.

Stade 2 : Le même magma hybride, progressant lentement en forme de sill d'environ 30 km de long, subit à la fois une différenciation par cristallisation fractionnée et un brassage mécanique important sous l'effet de l'écoulement dans un conduit assez étroit. Cela donnerait naissance à un deuxième magma (M2) nettement plus différencié et plus homogénéisé. Ce magma serait à l'origine du monzogranite-granodiorite du NE, riche en petites EMM montrant de fréquents échanges mécaniques et chimiques avec leur granitoïde-hôte.

Stade 3 : Un magma hybride, formé dans les mêmes conditions et à partir des mêmes composants acide et basique que M1 et M2 (composant basique modeste) a dû subir un stockage assez long au niveau de la croûte moyenne. Durant ce stockage dans une chambre magmatique animée par des courants de convection, aurait permis au magma hybride d'atteindre un stade de mélange magmatique parfait (*mixing*) pour donner un magma leucogranitique parfaitement homogène et fortement différencié (M3). Celui-ci a pu migrer vers la surface, en empruntant la même faille profonde de Demrane-Chbeïka pour donner le leucogranite à deux micas.

Remerciements

Nous tenons à remercier les professeurs Bernard Barbarin (Univ. de Clermont-Ferrand) et René C. Maury (Univ. de Brest) de la prise en charge des analyses chimiques en roche totale. Nos remerciements vont également aux deux reviewers Abdelmajid Boukhari (Univ. Cadi Ayyad, Marrakech) et Christian Pin (Univ. de Clermont-Ferrand) qui ont contribué par leurs remarques constructives à l'amélioration de la qualité de ce travail.

Références

- Abdel-Rahman A.M. 1994. Nature of biotite from alkaline, calcoalkaline, and peraluminous magmas. *J. Petrol.*, 35, Part 2, 525-541.
- Barbarin B. 1990. Plagioclase xenocrysts and mafic magmatic enclaves in some granitoids of the Sierra Nevada Batholith, California. *J. Geophys. Res.*, 95, 17747-17756.
- Barbarin B. 1991. *Enclaves of the Mesozoic calc-alkaline granitoids of the Sierra Nevada Batholith, California*. In : Didier J. & Barbarin B. Enclaves and granite petrology, Develop. Petrol., 13, ed. Elsevier, 135-153.
- Barbarin B. & Didier J. 1992. Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.*, 83, 145-153.
- Belin J.M. 1988. Evolution des enclaves basiques et leur matrice dans un granite. L'exemple du granite porphyroïde de Saint-Gervais d'Auvergne (Massif central français). *C. R. Acad. Paris*, 307, 378-393.
- Ben Othman D., Fourcade S. & Allègre C.J. 1984. Recycling processus in granite-granodiorite complex genesis: the Querigut case studied by Nd-Sr isotope systematics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 69, 290-300.
- Bouchet G. 1992. *Mélanges magmatiques et genèse des granitoïdes calco-alcalins : l'exemple du complexe tonalito-granodioritique de Bono (Sardaigne septentrionale)*. Thèse, Univ. Saint-Etienne, 310 p.
- Boushaba A. 1996. *Le massif granitique du Ment (Maroc central hercynien) dans son contexte tectono-magmatique régional et les manifestations hydrothermales associées*. Thèse d'Etat, INPL-CRPG, Nancy, 306 p.
- Boutaleb M. 1988. *Reconstitution de l'évolution tectono-métamorphique, magmatique et hydrothermale du district stannio-wolframifère de Oulmès (Maroc central). Implication métallogénique*. Thèse d'Etat, INPL-CRPG, Nancy, 400 p.
- Cailleux Y. 1985. Les écaïlles anté-viséennes d'Ezzhiliga. Leur importance dans l'interprétation structurale du Maroc central. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 301, II, 497-502.
- Clarke D.B. 1981. The mineralogy of peraluminous granites; a review. *Can. Mineral.*, 19, 3-17.
- Clarke D.B. 1992. *Granitoids Rocks*. Topics in Earth Sci., 7, Chapman & Hall, 283 p.
- Clemens J.D. & Vielzeuf D. 1987. Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 86, 287-306.
- Clemens J.D. & Wall V.J. 1981. Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas. *Can. Mineral.*, 19, 111-131.
- Clemens J.D. & Wall V.J. 1988. Controls on the mineralogy of S-type volcanic and plutonic rocks. *Lithos*, 21, 53-66.
- Cocherie A. 1978. *Géochimie des terres rares dans les granitoïdes*. Thèse 3^{ème} Cycle, Univ. Rennes, 207 p.
- Cocherie A. 1984. *Interaction manteau-croûte : son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alcalines, contraintes géochimiques (éléments en trace et isotopes du Sr et de l'oxygène)*. Thèse d'Etat, Univ. Rennes, 245 p.
- Cocirca C., Orsini J.B. & Coulon C. 1989. Un exemple de mélange des magmas en contexte plutonique : les enclaves de tonalites-granodiorites du massif de Bono (Sardaigne septentrionale). *Can. J. Earth Sci.*, 26, 1264-1281.
- Cox K.G., Bell J.D. & Pankhurst R.J. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. George, Allen & Unwin, London.
- Davidson J.P., da Silva S.L., Holden P. & Halliday A.N. 1990. Small-scale disequilibrium in a magmatic inclusion and its more silicic host. *J. Geophys. Res.*, 95, 17661-17675.
- Debon F. & Le Fort P. 1988. A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principle, method, application. *Bull. Minéral.*, 111, 493-510.
- De La Roche H., Leterrier J., Grandclaude P. & Marchal M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2 diagram and major element analysis. Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29, 193-210.
- De Paolo D.J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 53, 189-202.
- Didier J. 1987. Contribution of enclaves studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. *Geol. Rundsch.*, 76, 41-50.
- Didier J. & Barbarin B. 1991. *Enclaves and granite petrology*. Develop. in petrology 13, ed. Elsevier, 625 p.
- Donaire T., Pascual E., Pin C. & Duthou J.-L. (1999). Two-stage granitoid-forming event from an isotopically homogeneous crustal source: the Los Pedroches batholith, Iberian Massif, Spain. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 111, 12, 1897-1906.
- El Amrani I.E. 1994. *Genèse et mise en place des granitoïdes peralumineux à biotite et cordiérite des Jebilet centrales (Maroc)*. Thèse d'Etat, Univ. Mohammed V, Rabat, 219 p.
- El Amrani I.E. 1996. Pétrogenèse des granitoïdes peralumineux des Jebilet centrales (Maroc) : approche par l'étude des enclaves. *Bull. Inst. Sci.*, 20, 1-24.
- Fourcade S. & Allègre C. 1981. Trace elements behavior in granite genesis: a case study. The calc-alkaline plutonic association from the Querigut complex (Pyénées, France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, 177-195.
- Fourcade S. & Javoy M. 1991. *Sr-Nd-O isotopic features of mafic microgranular enclaves and host granitoids from the Pyrenees, France: evidence for their hybrid nature and interference on their origin*. In Didier J. & Barbarin B., Enclaves and granite petrology, Develop. Petrol., 13, ed. Elsevier, 345-365.
- Gasquet D. 1991. *Genèse d'un pluton composite tardi-hercynien ; le massif du Tichka, Haut Atlas occidental (Maroc)*. Thèse d'Etat, Univ. Nancy I, 413 p.
- Georget Y. 1986. *Nature et origine des granitoïdes alumineux à cordiérite et des roches associées, exemple des granitoïdes du massif Armoricaïn (France)*. *Pétrologie et géochimie*. Mém. Doc. C.A.E.S.S, Rennes, 9, 250 p.
- Gill J.B. 1981. *Orogenic andesites and plate tectonics*. Minerals and Rocks, Heidelberg, ed. New York, 390 p.
- Giuliani G. 1982. *Contribution à la géologie du massif granitique de Zaër (Maroc central). Etude des minéralisations à W-Sn-Mo associées*. Thèse 3^{ème} Cycle, Univ. Nancy I-INPL, 347 p.
- Giuliani G., Cheilletz A. & Zimmermann J.L. 1989. The emplacement, geochemistry and petrogenesis of two central Morocco Hercynian granites; geotectonic implications. *J. Afr. Earth Sci.*, 9, 3-4, 617-629.
- Haïmeur J., Chabane A. & El Amrani I.E. 2001. Nouvelles données sur les enclaves et la géochimie des terres rares du pluton granitique hercynien de Zaër. 2^{ème} Colloque international sur le magmatisme, le métamorphisme et la minéralisation associée. Marrakech, 10-12 mai 2001, p. 32.
- Haïmeur J., Chabane A. & El Amrani I.E. 2002. Modèle de genèse et de mise en place de l'unité monzo-granodioritique externe du pluton composite de Zaër (Maroc central). 19^{ème} Colloque de Géologie Africaine, El Jadida, 19-22 mars 2002, p. 98.
- Haïmeur J., Chabane A. & El Amrani I.E. 2003. Analyse petro-minéralogique des interactions granite-enclaves dans le pluton hercynien de Zaër (Maroc central) : implications pétrogénétiques. *Bull. Inst. Sci. sect. Sci. Terre*, 25, 1-29.
- Hammarstrom J.M. & Zen E. 1986. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Am. Mineral.*, 71, 1297-1313.
- Harris N.B.W., Pearce J.A. & Tindle A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In : Coward M.P. & Reis A.C. (eds), *Collision tectonics*, *Geol. Soc. Sp. Publ.* 19, 67-81.
- Hermann A.G. 1978. Yttrium and Lanthanides. In: Wedepohl K.H. (ed.), *Handbook of geochemistry*, Springer Verlag, 2, 5, 39-71.

- Hildreth W. & Moorbath S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98, 455-489.
- Huppert H.E. & Sparks R.S.J. 1988. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *J. Petrol.*, 29, 599-624.
- Kouchi A. & Sunagawa I. 1985. A model for mixing basaltic and dacitic magmas as deduced from experimental data. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 89, 17-23.
- Leake B.E. 1978. Nomenclature of amphiboles. *Bull. Mineral.*, 101, 453-467.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre J., Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Wooley A.R. & Zanettin B. 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell, Oxford.
- Liankun S. & Kuirong Y. 1989. A two-stage crust-mantle interaction model for mafic microgranular enclaves in the Daning granodiorite pluton, Guangxi, China. In Didier J. & Barbarin B (eds), *Enclaves and granite petrology*, Develop. Petrol. 13, Elsevier, 95-110.
- Lornek W.L. 1990. Magmatic mafic enclaves in granitoids of northern Sierra de Paimán, Argentina. *Geol. J.*, 25, 405-412.
- Mahmood A. 1980. *Etude pétrologique du granite hercynien de Zaër (Massif central marocain)*. Thèse d'Etat, Univ. Clermont-Ferrand, 421 p.
- Mahmood A. 1985. Emplacement of the zoned Zaer pluton, Morocco. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96, 931-939.
- Mahmood A. 1986. Etude comparative des granites hyperalumineux de la Nouvelle-Écosse (Zone du Méguma) et du Massif central marocain dans le cadre du magmatisme acide associé aux orogènes paléozoïques. *J. Afr. Earth Sci.*, 5, 401-406.
- Miyashiro A. 1974. Volcanic rock series in Island arc and active continental margins. *Am. J. Sci.*, 274, 321-355.
- Michard A. 1976. Eléments de géologie marocaine. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 252, 408 p.
- Mrini Z. 1985. *Age et origine des granitoïdes hercyniens du Maroc. Apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique (Sr, Nd, Pb)*. Thèse d'Univ. Clermont-Ferrand, 156 p.
- Mrini Z., Rafi A., Duthou J.L. & Vidal Ph. 1992. Chronologie Rb-Sr des granitoïdes hercyniens du Maroc. Conséquences. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 163, 3, 281-291.
- Nachit H., Razafimahefa N., Stussi J.M. & Carron J.P. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 301, sér. II, 11, 813-817.
- Nixon G.T. & Pearce T.H. 1987. Laser-interferometry study of oscillatory zoning in plagioclase : the record of magma mixing and phenocryst in calc-alkaline magma chambers, Iztaccihuat volcano, Mexico. *Am. Mineral.*, 72, 1144-1162.
- Orsini J.B., Cocirta C. & Zorpi M.J. 1991. Genesis of mafic microgranular enclaves through differentiation of basic magmas, mingling and chemical exchanges with their host granitoid magmas. In: Didier J. & Barbarin B. (eds) *Enclaves and granite petrology*, Develop. Petrol. 13, Elsevier, 445-463.
- Patino Douce A.E., & Johnston A.D. 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system : implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 107, 202-218.
- Pearce J.A., Harris N.B. W. & Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25, 956-983.
- Peccerillo A. & Taylor S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, 63-81.
- Pichavant M. & Stussi J.M. 1986. Leucogranites à deux micas et granites "S" : deux types de magmatisme crustal. *R.S.T. Clermont-Ferrand*, p. 147.
- Pin C. & Duthou J.L. (1990). Source of Hercynian granitoids from the French Massif central: inferences from Nd isotopes and consequences for crustal evolution. *Chem. Geol.*, 83, 281-296.
- Pin C., Binon M., Belin J.M., Barbarin B. & Clemens J.D. 1990. Origin of microgranular enclaves in granitoids: equivocal Sr-Nd evidence from Hercynian rocks in the Massif Central (France). *J. Geophys. Res.*, 95, 17, 821-828.
- Pin C. 1991. Sr-Nd isotopic study of igneous and metasedimentary enclaves in some Hercynian granitoids from the Massif Central, France. In: Didier J. & Barbarin B. (eds), *Enclaves and granite petrology*, Develop. Petrol., 13, Elsevier, 333-343.
- Poli G.E. & Tommasini S. 1991. Model for the origin and signification of microgranular enclaves in calc-alkaline granitoids. *J. Petrol.*, 32, Part 3, 657-666.
- Poli G.E. & Tommasini S. 1999. Geochemical modelling of acid-basic magma interaction in the Sardinia-Corsica Batholite: the case study of Sarvrabus, southeastern Sardinia, Italy. *Lithos*, 46, 553-571.
- Roberts M.P. & Clemens J. D. 1995. Feasibility of AFC models for the petrogenesis of calc-alkaline magma series. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 121, 139-147.
- Roberts M.P., Pin C., Clemens J.D. & Paquette J.L. 2000. Petrogenesis of mafic to felsic plutonic rock association: the calc-alkaline Quérigut complex, French Pyrenees. *J. Petrol.*, 41, 809-844.
- Rollinson H. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman, 352 p.
- Rosé F. 1987. *Les types granitiques du Maroc hercynien*. Thèse d'Univ., Paris VI, 363 p.
- Saunders A.D., Tarney J. & Weaver S.D. 1980. Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: implications for the genesis of calc-alkaline magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 46, 344-360.
- Sawka W.N., Chappell B.W. & Kistler R.W. 1990. Granitoid compositional zoning by side-wall boundary layer differentiation: evidence from the Palisade crest intrusive suite, central Sierra Nevada, California. *J. Petrol.* 31, 519-553.
- Sparks R.S.J., Sigurdsson H. & Wilson L. 1977. Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions. *Nature*, 267, 315-318.
- Sparks R.S.J. & Marshall L.A. 1986. Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *J. Volc. Geotherm. Res.*, 29, 99-124.
- Streckeisen A.L. 1976. To each plutonic rocks its proper name. *Earth. Sci. Rev.*, 12, 1-33.
- Taylor W.P. 1976. Intrusion and differentiation of granitic magma at a high level in the crust: the Puscao pluton, Lima Province, Peru. *J. Petrol.*, 17, 194-218.
- Taylor S.R. & McLennan S.M. 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell. 312 p.
- Tepper J.H., Nelson B.K., Berkantz G.W. & Irving A.J. 1993. Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington : generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 113, 333-351.
- Thompson A.B. 1982. Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids. *Am. J. Sci.*, 282, 1567-1595.
- White A. J.R. & Chappell B.W. 1977. Ultrametamorphism and granitoids genesis. *Tectonophysics*, 43, 7-22.
- Zorpi M.J., Coulon C et Orsini J.B. & Cocirta C. 1989. Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoid plutons. *Tectonophysics*, 157, 315-329.

Manuscrit déposé le 21 octobre 2003
Version définitive acceptée le 9 juin 2004

ANNEXE I

Coordonnées et descriptions sommaires des échantillons des granites et des enclaves analysés dans le cadre de ce travail (voir localisation sur la carte de la figure 1).

Echantillons analysés au C.R.P.G.- Nancy.

N° Ech.	N° Labo	Coordonnées	Aspect macroscopique
Z.1-3a	77250	389,5 / 314,8	Granite gris bleu à Bi, frais, très dur, grenu grossier, faiblement porphyroïde, + enclaves rares.
Z.1-4a	77251	387,0 / 315,5	Granite gris bleuté à rosâtre, frais et dur, grenu grossier et riche en petites enclaves mafiques.
Z.7-8a	77255	375,5 / 303,5	Granite gris bleuté à gris noir, très riche en Bi, et montre localement une déformation ± intense.
Z.1-11a	77257	370,5 / 288,5	Granite gris noir, grenu porphyroïde, orienté et déformé, contenant de grosses enclaves étirées.
Z.1-7	77254	379,4 / 301,7	Granite gris argenté, grenu grossier, localement rosâtre, à 2 micas avec muscovite dominante.
Z.1-4c	77252	387,0 / 315,5	Enclave microgrenue grise, 15 cm de Ø, à couronne siliceuse, cristaux de Pl et ocelles Qz.
Z.1-4f	77259	387,0 / 315,5	Enclave microgrenue noire 50 cm de Ø, riche en "nids" de Bi, cristaux de Pl et ocelles de Qz.
Z.1-5c	77253	387,6 / 314,7	Enclave microgrenue noire, 20 cm Ø, homogène, très dure, contact net, rares ocelles de Qz.
Z.1-10e	77256	370,5 / 292,2	Enclave microgrenue noire, porphyrique, 1 m de Ø, contact net, forme étirée et riche en Pl.
Z.1-11b	77258	370,5 / 288,5	Enclave microgrenue grise, 1,5 cm de Ø, très dure, contact net, contour régulier, avec rares Pl.

Echantillons analysés à Brest

N° Ech.	N° Labo	Coordonnées	Aspect macroscopique
Z.2-2a	17861	386,8 / 312,8	Granite gris bleuté, grenu grossier, frais et homogène, renfermant nombreux xénolites et EMM.
Z.2-9a	17865	371,6 / 285,5	Granite gris noir, très riche en Bi, très dur et montrant une déformation localement très intense.
Z.2-5	17863	381,3 / 303,9	Granite gris argenté, grenu grossier, à 2 micas avec muscovite dominante et d'aspect friable.
Z.1-2b	17859	390,8 / 314,2	Enclave microgrenue grise, 10 cm de Ø, à bordure silicifiée, avec rares Pl et ocelles de Qz.
Z.2-2b	17862	386,8 / 312,8	Enclave microgrenue claire, 30 cm Ø, très riche en aiguilles de Bi, cristaux de Pl et Qz.
Z.1-3d	17860	389,6 / 314,8	Enclave microgrenue noire, 20 cm de Ø, contenant nombreuses "nids" de Bi et ocelles de Qz.
Z.2-8b	17864	371,7 / 286,8	Enclave microgrenue grise, 2 m de Ø, ovoïde, à contour fracturé et injecté matériel granitique.
Z.2-9b	17866	271,6 / 285,5	Enclave microgrenue grise, 1,5 m de Ø, en fuseaux, contour régulier et riche en cristaux de Pl.

Conditions d'analyses

Roches : CRPG (Nancy) et Université de Bretagne Occidentale (Brest)

Préparation : Fusion de l'échantillon avec LiBO₂ et dissolution HNO₃.

Analyse : ICP-Emission pour éléments majeurs, mineurs et Sc. ICP-MS pour tous les autres éléments en traces.

Qualité : contrôlée par les géostandards internationaux.